RODICA POVARĂ

CLIMATOLOGIE GENERALĂ

Descrierea CIP a Bibliotecii Naţionale a României
POVARĂ, RODICA
Climatologie generală / Povară Rodica.– Bucureşti, Editura Fundaţiei *România de Mâine*, 2004
244 p.; 20,5 cm
Bibliogr.
ISBN 973-582-810-3
551.58

© Editura Fundaţiei *România de Mâine*, 2004

Redactor: Maria CERNEA
Culegere text: Elena PETRACHE
Tehnoredactor: Marcela OLARU
Grafică: Raluca NICOLAE
Coperta: Stan BARON

Coli tipar: 15,25
Format: 16/61×86

Editura şi Tipografia Fundaţiei *România de Mâine*
Splaiul Independenţei nr.313, Bucureşti,
sector 6, O. P. 83, Tel şi fax.: 410 43 80
www. SpiruHaret.ro
e-mail: contact@edituraromaniademaine.ro

UNIVERSITATEA *SPIRU HARET*
FACULTATEA DE GEOGRAFIE

Conf. univ. dr. **RODICA POVARĂ**

CLIMATOLOGIE GENERALĂ

EDITURA FUNDAȚIEI *ROMÂNIA DE MÂINE*
București, 2004

CUPRINS

PREFAȚĂ ……...…….. 11

1. **INTRODUCERE ÎN CLIMATOLOGIE** …… 13

1.1. Definiția şi obiectul de studiu …….. 13
1.2. Clima şi climatul …… 13
1.3. Direcții şi metode de cercetare în climatologie …… 15
1.4. Ramurile climatologiei ……... 15
1.4.1.Climatologia generală ……...…… 16
1.4.1.1. Climatologia teoretică …….. 16
1.4.1.2. Climatologia bilanțului radiativ-caloric ……. 16
1.4.1.3. Climatologia dinamică …….. 16
1.4.1.4. Topoclimatologia …….. 17
1.4.1.5. Microclimatologia …… 17
1.4.1.6. Paleoclimatologia …….. 17
1.4.1.7. Schimbările climatice actuale şi posibil viitoare ... 18
1.4.1.8. Riscurile climatice …… 18
1.4.2. Climatologia regională …….. 18
1.4.3. Climatologia aplicată …… 19
1.4.3.1. Climatologia agricolă sau Agroclimatologia 19
1.4.3.2. Climatologia silvică sau forestieră …… 20
1.4.3.3. Climatologia urbană …… 20
1.4.3.4. Climatologia marină …… 20
1.4.3.5. Patologia climatică …….. 20
1.4.3.6. Climatopatologia geografică …… 20
1.4.3.7. Climatoterapia …….. 20
1.4.3.8. Climatologia balneară sau balneoclimatologia 20
1.4.3.9. Climatoterapia socială …… 21
1.4.3.10. Camere de tratament climatic …… 21

1.5. Istoricul climatologiei …… 21
1.5.1. Istoricul Climatologiei în străinătate …….. 21
1.5.2. Istoricul Climatologiei în România …… 26

2. **FACTORII GENERATORI AI CLIMEI** …… 30

2.1. Procesele cosmice (astronomice) …… 30
2.1.1. Universul şi Sistemul Solar ……... 30
2.1.1.1. Soarele …….. 32
2.1.1.2. Luna ……. 34
2.1.1.3.Terra …….. 35
2.2. Procesele radiativ-calorice ……. 38
2.2.1. Distribuţia globală a principalelor componente ale bilanţului radiativ-caloric ……. 40
2.2.1.1. Distribuţia radiaţiei totale anuale şi în luni caracteristice …….. 41
2.2.1.2. Distribuţia bilanţului radiativ ……. 45
2.2.1.3. Distribuţia bilanţului caloric …….. 45
2.3. Procesele dinamice ……. 50
2.3.1. Câmpul sau relieful baric ……... 52
2.3.1.1. Distribuţia reliefului baric în troposfera superioară şi stratosferă ……. 52
2.3.1.2. Câmpul baric în troposfera inferioară şi la suprafaţa terestră …… 57
2.3.2. Circulaţia generală a aerului troposferic ……. 61
2.3.2.1. Teoria circulaţiei unicelulare a aerului troposferic .. 63
2.3.2.2. Teoria circulaţiei tricelulare a aerului troposferic … 64
2.3.2.3. Teoria Leroux ……... 65
2.3.2.4. Circulaţia generală a troposferei conform teoriei Leroux ……. 68
2.3.3. Circulaţia locală a aerului …….. 70
2.3.3.1. Musonii ……. 71
2.3.3.2. Brizele litorale ……... 75
2.3.4. Circulaţia apelor oceanice ……. 76
2.3.4.1. Rolul climatogen al curenţilor oceanici ……. 78
2.3.5. Interacţiunea ocean-atmosferă ……... 81
2.3.5.1. Fenomenul El Niño ……... 81
2.4. Structura suprafeţei subiacente active …… 88
2.4.1. Existenţa şi proporţia uscatului şi a apei …… 89
2.4.1.1. Deosebirile dintre suprafeţele de apă şi cele de uscat 89
2.4.1.2. Deosebirile dintre clima maritimă şi cea continentală 91

3. **FACTORII MODIFICATORI AI CLIMEI** …… 94

3.1. Factorii fizico-geografici …… 94
3.1.1. Relieful …….. 95
3.1.1.1.Radiaţia solară …… 96
3.1.1.2. Temperatura aerului …….. 98
3.1.1.3. Presiunea atmosferică …… 100
3.1.1.4. Vântul ……..... 102
3.1.1.5. Umezeala aerului ……..... 108
3.1.1.6. Nebulozitatea …… 110
3.1.1.7. Precipitaţiile atmosferice ……... 111
3.1.1.8. Stratul de zăpadă ……... 112
3.1.1.9. Etajarea altitudinală a climei ……. 114
3.1.2. Vegetaţia ……... 115
3.1.2.1. Influenţa pădurii asupra luminii ……. 117
3.1.2.2. Influenţa pădurii asupra temperaturii aerului ……. 118
3.1.2.3. Influenţa pădurii asupra umezelii aerului ……... 119
3.1.2.4. Influenţa pădurii asupra precipitaţiilor atmosferice 120
3.1.2.5. Influenţa pădurii asupra vântului …….. 123
3.1.2.6. Influenţa covorului vegetal ierbos asupra temperaturii aerului …… 124
3.1.2.7. Influenţa covorului vegetal ierbos asupra umidităţii aerului ……..... 125
3.1.3. Stratul de zăpadă şi gheaţă ……. 128
3.1.3.1. Influenţa stratului de zăpadă şi gheaţă asupra regimului radiativ-termic ……... 128
3.1.3.2. Influenţa stratului de zăpadă asupra regimului termic al solului …… 128
3.1.3.3. Influenţa stratului de zăpadă şi gheaţă asupra altor parametri climatici ……. 130
3.2. Factorul antropic …… 131
3.2.1. Acţiuni pozitive ……. 131
3.2.1.1. Irigaţiile ……. 132
3.2.1.2. Combaterea înghețurilor periculoase ……. 133
3.2.1.3. Alte acţiuni pozitive …….. 133
3.2.2. Acţiuni negative …… 134
3.2.2.1. Poluarea atmosferei ……... 134
3.2.2.2. Gazele cu efect de seră …….. 135

4. **DISTRIBUȚIA GEOGRAFICĂ A PARAMETRILOR CLIMATICI** 137

4.1. Temperatura aerului 137
4.1.1. Izotermele anuale 137
4.1.2. Izotermele lunii ianuarie 140
4.1.3. Izotermele lunii iulie 142
4.1.4. Temperaturi extreme 144
4.2. Umezeala aerului 144
4.2.1. Umezeala absolută a aerului 144
4.2.1.1. Luna ianuarie 145
4.2.1.2. Luna iulie 145
4.2.2. Umezeala relativă a aerului 145
4.2.2.1. Luna ianuarie 148
4.2.2.2. Luna iulie 148
4.3. Nebulozitatea 148
4.3.1. Distribuția nebulozității în luna ianuarie 151
4.3.2. Distribuția nebulozității în luna iulie 151
4.4. Precipitațiile atmosferice 153
4.4.1. Precipitații medii anuale 153
4.4.1.1. Zona ecuatorială 156
4.4.1.2. Zonele tropicale şi subtropicale 157
4.4.1.3. Zonele temperate 158
4.4.1.4. Zonele circumpolare 159
4.4.2. Precipitațiile sub formă de zăpadă 161
4.4.2.1. Stratul de zăpadă 161

5. **CLASIFICĂRI CLIMATICE** 163

5.1. Criterii de clasificare a climatelor 163
5.2. Principalele clasificări climatice 165
5.2.1. Clasificarea climatică a lui Emmanuel De Martonne 166
5.2.2. Clasificarea climatică a lui W.G.Köppen 169
5.2.3. Clasificarea climatică a lui C.W.Thornthwaite 171
5.2.4. Clasificarea climatică a lui L.S. Berg 173
5.2.5. Clasificarea climatică a lui B.P. Alisov 173
5.2.6. Clasificarea climatică a lui H.J. Critchfield 179
5.2.7. Clasificarea climatică a lui S. Ciulache 181

6. **CARACTERISTICILE ZONELOR DE CLIMĂ ŞI ALE TIPURILOR GEOGRAFICE DE CLIMAT ALE GLOBULUI** 183

6.1. Zona de climă caldă …… 183
6.1.1. Climatul intertropical permanent umed …….. 183
6.1.2. Climatul intertropical musonic ……... 184
6.1.3. Climatul intertropical alternant ……... 185
6.1.4. Climatele tropicale semiarid şi arid …… 186
6.1.5. Climatele subtropicale arid şi semiarid …….. 188
6.1.6. Climatul subtropical cu veri uscate …… 188
6.1.7. Climatul subtropical umed …… 189
6.1.8. Climatul munților înalți din zona caldă ……. 191
6.2. Zonele de climă temperată ……. 192
6.2.1. Climatul temperat oceanic …….. 192
6.2.2. Climatul temperat de tranziție ……. 193
6.2.3. Climatul temperat continental …… 194
6.2.4. Climatul temperat musonic ……. 195
6.2.5. Climatele temperate semiarid şi arid ……... 196
6.2.6. Climatul munților înalți ……. 197
6.3. Zonele de climă rece ……... 198
6.3.1. Climatul subpolar oceanic …….. 198
6.3.2. Climatul subpolar continental …… 198
6.3.3. Climatele polar şi polar excesiv …….. 199

7. **VARIABILITATE CLIMATICĂ** …… 202

7.1. Variații climatice …… 202
7.1.1. Tipuri de variații climatice …….. 203
7.1.2. Variațiile de lungă durată ale temperaturii aerului ……... 204
7.1.2.1. Variațiile paleoclimei …… 204
7.1.2.2. Variațiile seculare ale temperaturii aerului ……. 207
7.1.3. Cauzele variabilității climatice …….. 209
7.1.3.1. Cauzele naturale ……. 209
7.1.3.2. Cauzele antropice …….. 211
7.2. Riscuri climatice ……. 214
7.2.1. Clasificarea riscurilor …… 215
7.2.2. Riscuri climatice în România …… 222
7.2.2.1. Riscuri climatice din semestrul rece …….. 222
7.2.2.2. Riscuri climatice din semestrul cald …….. 223
7.2.2.3. Riscuri posibile în oricare anotimp al anului …….. 227

7.3. Schimbări climatice …… 230
7.3.1. Schimbări climatice globale ……... 230
7.3.2. Schimbări climatice în România …… 233
Bibliografie selectivă …….. 239

PREFAȚĂ

Climatologia *constituie una din disciplinele de bază din învățământul superior, care contribuie la formarea studenților geografi ca viitori specialişti în cercetarea mediului sau ca profesori de profil.*

Cercetarea climei, sub diversele sale aspecte, permite stabilirea unor corelații multiple între aceasta şi celelalte componente ale mediului, inclusiv cu activitatea umană. Aceasta din urmă, pe de o parte, suportă consecințele climei, iar pe de alta, o influențează, impactul antropic fiind atât pozitiv, cât şi negativ.

De-a lungul istoriei societății umane, omul a căutat permanent să valorifice condițiile climatice favorabile ale unei regiuni şi, totodată, să creeze astfel de condiții pentru adăposturi, aşezări, culturi agricole etc. Conştient sau mai puțin conştient, în lupta lui pentru existență, a dezvoltat industria pentru crearea de bunuri materiale, din ce în ce mai multe şi mai diversificate, astfel că a ajuns să influențeze evoluția climei în sens nedorit. Astăzi, când societatea umană a atins cele mai înalte cote ale civilizației, asistăm la o reacție de feed-back *a climei, care răspunde printr-o gamă largă de evenimente, nedorite, neaşteptate şi chiar cu repercusiuni de lungă durată, sau ireversibile, la presiunea exercitată de om.*

Pentru a putea înțelege multiplele corelații care caracterizează mediul geografic atât de variat al Terrei, sunt necesare studii aprofundate încă de pe băncile facultății, care să permită formarea unor noțiuni de bază în domeniul climatologiei şi să trezească interesul pentru studiul climei sub diferitele sale ipostaze, deosebit de variate la nivelul planetar. Asemenea noțiuni vin în completarea celor de meteorologie, care au deschis „apetitul" pentru cunoaşterea stărilor fizice ale atmosferei şi a reacțiilor ei în contact cu suprafața activă, deosebit de variată, care îi modifică proprietățile fizice inițiale şi dezvoltă o gamă întreagă de procese meteorologice pe care omul le percepe de la o zi la alta. Pe baza acestor „evenimente" zilnice, se ajunge, în final, să se „brodeze" clima, cu toate

particularităţile ei mai „fine” sau mai „grosiere”, pe care numai în procesul cercetării acesteia ajungem să le cunoaştem.

Fără a face o tratare exhaustivă, autoarea are în vedere problematica majoră a unui astfel de curs, direcţionată de Organizaţia Meteorologică Mondială, care interesează nu numai pe oamenii de ştiinţă, dar chiar şi întreaga societate contemporană. Aici găsim explicaţii detaliate cu privire la factorii genetici şi modificatori ai climei, la repartiţia geografică pe glob a principalelor elemente climatice, la distribuţia şi varietatea climatelor globului, ca şi la variaţia şi variabilitatea climatică. Reţin atenţia o serie de fenomene mai puţin cunoscute până nu de mult, prin care se încearcă elucidarea cauzelor unor variaţii climatice de anvergură, cum sunt noile teorii referitoare la circulaţia aerului pe glob, cuplajul ocean-atmosferă, în cadrul căruia fenomenele El Niño *şi* La Niña *au un rol deosebit. De asemenea, poluarea aerului cu gaze cu efect de seră permite înţelegerea „transformărilor” climatice resimţite la scară planetară, care tind spre o schimbare globală a climei şi implicit a mediului, problemă de care este preocupată întreaga comunitate ştiinţifică internaţională. Nu lipsesc nici fenomenele climatice de risc, premergătoare modificărilor climatice globale, prezentate atât sub aspect teoretic, cât şi cu aplicaţie la teritoriul României.*

Folosind o vastă literatură de specialitate şi experienţa proprie în domeniul meteorologiei şi climatologiei, doamna conf. univ. dr. Rodica Povară realizează un curs de Climatologie *cu reale valenţe instructiv-educative.*

Prof. univ. dr. Octavia Bogdan
Institutul de Geografie al Academiei Române, Bucureşti
Facultatea de Geografia Turismului, Sibiu

1. **INTRODUCERE ÎN CLIMATOLOGIE**

1.1. **Definiția și obiectul de studiu**

Climatologia este o știință din grupa disciplinelor geografiei fizice, care s-a desprins din Meteorologie (în multe lucrări de specialitate este considerată o ramură sau chiar subramură a meteorologiei) *și are ca obiect de studiu clima/climatul unui anumit spațiu geografic, cu extindere mai mare sau mai mică, deci la nivel global, regional sau local, ca rezultat al sintetizării complexului elementelor meteorologice principale în toată interdependența lor, la o scară temporală mare. Obiectivele principale ale climatologiei constau în depistarea cauzelor, variațiilor, distribuției geografice și a caracteristicilor diferitelor zone de climă și tipuri de climat, dar și a tendinței generale de evoluție globală a climei.*

S. Ciulache (1988, 2002) consideră Climatologia ca fiind „o subramură a Meteorologiei, individualizată până la un nivel foarte apropiat de cel al ramurii științifice din care s-a desprins, care are ca obiect de studiu clima".

Ecaterina Ion Bordei și Simona Căpșună (2000) apreciază Climatologia ca fiind cea mai geografică ramură a Meteorologiei și preiau dintre multiplele definiții întâlnite în cursurile sau tratatele de geografie următoarea: „subramură a meteorologiei care studiază regimul multianual al vremii în funcție de condițiile geografice specifice unei localități, zone, țări, continent sau chiar al întregului glob terestru".

1.2. **Clima și climatul**

Majoritatea cercetătorilor definesc noțiunea de *climă*[1] ca fiind regimul plurianual (multianual) al elementelor meteorologice, generat de acțiunea unor factori diferiți: *radiativi, dinamici, fizico-geografici, antropici.*

[1] Denumirea provine de la cuvântul de origine greacă *klima* care înseamnă înclinare.

Ciulache (1988, 2002) a dat următoare definiție: „Clima este regimul multianual al vremii, care ia naştere în urma interacțiunii dintre factorii radiativi, fizico-geografici şi dinamici, sub influența tot mai accentuată a activității societății omeneşti".

În „Ghidul practicilor climatologice", nr. 100, din iulie 1984, O.M.M.[2] a definit *clima* ca „sinteza condițiilor de vreme dintr-o anumită zonă, caracterizate de şiruri lungi de date referitoare la variabilele atmosferei din zona respectivă". Conform normelor O.M.M., perioada climatologică standard este de minimum 30 de ani, dar, în ultimul timp, tot mai mulți oameni de știință consideră că această perioadă ar trebui să fie mult mai mare, pentru a caracteriza cât mai corect ansamblul condițiilor climatice. Cu cât şirurile de date meteorologice prelucrate şi analizate prin metode şi modele statistice şi deterministe sunt mai lungi, cu atât valorile mediate ale acestora şi rezultatele obținute sunt mai reprezentative şi caracterizează, cu un grad de fidelitate ridicat, regimul climatic al unei regiuni geografice.

Deoarece în majoritatea lucrărilor de specialitate nu se face deosebirea clară dintre climă şi climat (neologism din L. franceză – *le climat*), uneori ambii termeni fiind folosiți pentru a desemna acelaşi lucru, considerăm necesară precizarea sensului acestor două noțiuni. *Clima*, aşa cum s-a specificat anterior, reprezintă sintetic ansamblul elementelor meteorologice mediate pe o perioadă de timp cât mai lungă (geologică, preistorică, istorică) şi pe o suprafață cât mai mare (glob, emisfere). În acest caz, factorul genetic principal este cel astronomic (sfericitatea planetei, mişcările Pământului în funcție de gradul de apropiere sau depărtare de Soare, înclinarea axei terestre pe planul eclipticei), care îl condiționează pe cel radiativ (diferite unghiuri de incidență ale razelor solare care determină repartiția inegală a energiei radiante pe suprafața terestră, concretizată prin latitudinea geografică de care depinde înălțimea Soarelui, lungimea zilelor şi nopților, deci bilanțul radiativ-caloric al suprafeței terestre). Astfel, în sens latitudinal, după cantitatea de căldură primită de către Pământ de la Soare se poate vorbi de *mari zone de climă*: *caldă, temperată* şi *rece*. În cadrul acestor macrozone de climă se întâlnesc mai multe *tipuri de climat,* determinate în principal de factorii

[2] Organizația Meteorologică Mondială, în engl., W.M.O. (*World Meteorological Organisation*), în franc., L'O.M.M. (*L'Organisation Météorologique Mondiale*).

fizico-geografici, dar şi de cei dinamici. Acţiunea simultană şi conjugată a tuturor factorilor generatori şi a celor modificatori ai climei determină apariţia pe suprafaţa Pământului a mai multor tipuri de climat, la nivel regional, cu caracteristici diferite, influenţate de natura suprafeţei active (uscat şi apă), de poziţia geografică a regiunii respective (în interiorul continentelor sau în apropierea oceanelor şi mărilor), de circulaţia aerului, de prezenţa diferitelor forme majore de relief. Tipuri de climat sunt: climatul tropical umed şi uscat, climatul mediteranean, climatul temperat oceanic, climatul temperat de stepă, climatul zăpezilor permanente etc.

1.3. **Direcţii şi metode de cercetare în climatologie**

Climatologia foloseşte în realizarea oricărui studiu de sinteză o bază de date sau un fond de date meteorologice pe termen lung (arhiva climatologică), în care sunt cuantificate observaţiile asupra variabilelor meteorologice (temperatură, precipitaţii, umiditate, presiune, vânt etc.) de la toate staţiile reprezentative ale unui anumit teritoriu geografic, începând cu anul de înfiinţare a fiecărei staţii meteorologice.

În climatologie, investigarea climei şi climatelor, din trecut, prezent sau viitor (diagnoze şi prognoze climatologice), se realizează pe două direcţii principale: *cercetare fundamentală* şi *cercetare aplicativă*. Prima direcţie presupune cercetarea proceselor climatologice la nivel macro-, mezo- şi microclimat, pe de o parte, şi cercetarea sistemului climatic şi a circulaţiei generale, pe de altă parte, în scopul fundamentării ştiinţifice a unor metodologii de prelucrare şi interpretare a datelor, creării de modele matematice necesare elaborării prognozelor, emiterii de teorii, ipoteze, scenarii climatice, care ulterior pot fi folosite în activitatea de cercetare aplicativă. Această a doua direcţie de cercetare se referă la analiza ştiinţifică a datelor climatologice, în scopul folosirii lor în diferite domenii de activitate practică: industrie, agricultură, silvicultură, transporturi, construcţii, telecomunicaţii, ingineria mediului, medicină, turism, asistenţă socială etc.

1.4. **Ramurile climatologiei**

După problematica abordată, climatologia se împarte în trei ramuri principale: *Climatologia generală* sau genetică, *Climatologia regională* sau climatografia şi *Climatologia aplicată*.

1.4.1. ***Climatologia generală***

Are ca obiect de studiu acțiunea factorilor climatogeni (generatori şi modificatori), care duc la apariția diverselor tipuri de climă şi climate, variabilitatea temporală, distribuția geografică şi caracteristicile lor, în funcție de care acestea se individualizează şi diferențiază, oscilațiile climatice neperiodice, anomaliile şi riscurile climatice, tendințele şi schimbările climatice. Un alt aspect al cercetării în cadrul climatologiei generale îl reprezintă elaborarea, îmbunătățirea şi implementarea unor metode moderne statistico-matematice de omogenizare şi prelungire a şirurilor de observații meteorologice, în scopul comparabilității lor, a unor modele matematice pentru stabilirea caracteristicilor climatice în regiuni lipsite de serii de date meteorologice şi a evoluției viitoare a climatului (modelarea climatului şi a schimbărilor climatice după diferite scenarii). Această ramură a climatologiei se subdivide, în raport de obiectul de studiu şi metodologia folosită, în următoarele discipline:

1.4.1.1. *Climatologia teoretică*

Climatologia teoretică analizează caracteristicile climatice prin intermediul unor indici climatici, în scopul evaluării intensității unor procese atmosferice, care sunt comparați cu datele concrete referitoare la anumite tipuri de climate, pentru validarea acestora şi folosirea lor în repartiția geografică a unor elemente climatice, în elaborarea metodelor şi modelelor de circulație atmosferică etc.

1.4.1.2. *Climatologia bilanțului radiativ-caloric*

Climatologia bilanțului radiativ-caloric studiază schimburile radiativ-calorice permanente dintre atmosferă şi suprafața activă, ce reprezintă factorul energetic principal al generării proceselor climatice. În ultimii ani, mai ales în străinătate, cercetătorii vorbesc tot mai mult de existența unui climat radiativ.

1.4.1.3. *Climatologia dinamică*

Climatologia dinamică studiază rolul tot mai activ al proceselor fizice implicate în circulația generală a atmosferei, ca sursă a formării climatelor. Sunt folosite date meteorologice, aerologice şi sinoptice în vederea stabilirii variațiilor temporale şi distribuției geografice ale

diferitelor tipuri de circulație atmosferică, ce determină anumite tipuri de vreme. Sunt elaborate prognoze de vreme pe lungă durată, folosind ca metode de bază anomaliile meteorologice şi climatice, anii analogi de circulație atmosferică, oscilația nord-atlantică (pentru Europa), sud-atlantică, oscilația Pacificului de nord, oscilația Pacificului de sud – ENSO[3], limitele calotelor de gheață etc. Rezultatele obținute au o mare aplicabilitate practică în bioclimatologie, epidemiologie, fito şi zoopatologie etc.

1.4.1.4. *Topoclimatologia*

Topoclimatologia studiază regimul climatic generat de condițiile fizico-geografice locale (relief, vegetație, sol, hidrografie) pe fondul general al macroclimatului. Permite realizarea unor cercetări ale potențialului climatic local, din punct de vedere teoretic şi aplicativ.

1.4.1.5. *Microclimatologia*

Microclimatologia analizează specificul suprafeței active, a diverselor ecosisteme naturale şi cultivate (ex.: o pădure, o plantație de pomi fructiferi), dar şi a spațiilor locuite (camere, hale industriale, adăposturi pentru animale etc) în formarea diverselor microclimate, folosind în mod particular observațiile şi măsurătorile microclimatice expediționare. În ultimii ani, domeniul de studiu al microclimatologiei pierde în favoarea topoclimatologiei. Întâlnim tot mai des cercetări referitoare la topoclimatul pădurii, topoclimatul unui lan cultivat (fitoclimat) etc.

1.4.1.6. *Paleoclimatologia*

Paleoclimatologia investighează climatele din trecutul geologic, preistoric şi istoric al Terrei, schimbările care s-au produs şi cauzele lor. Deoarece pentru aceste perioade din trecut nu există date meteorologice, sunt utilizate diverse informații din domenii ştiințifice diferite: geologie, arheologie, antropologie, astronomie, paleontologie, stratigrafie, tectonică etc. Metodele de bază în cercetarea şi reconstituirea paleoclimatului constau în studierea efectelor acestuia asupra diferitelor segmente ale mediilor paleo-fizico-geografic şi paleo-socio-uman (analize sporo-polinice, existența fosilelor caracteristice de plante, animale şi oameni preistorici, resturi

[3] ENSO, în engl. *El Niño Southern Oscilation*.

de plante cultivate etc.), aplicându-se, între anumite limite, compararea condițiilor climatice din trecut cu cele prezente.

1.4.1.7. *Schimbările climatice actuale şi posibil viitoare*

Schimbările climatice actuale şi posibil viitoare devin din ce în ce mai mult o subramură a climatologiei generale, prin preocupările intense, la scară internațională, ale oamenilor de ştiință în dezvoltarea unor modele de simulare bazate pe diferite scenarii, care iau în considerare, în general, creşterea concentrației gazelor cu efect de seră şi, în particular, a bioxidului de carbon, considerate responsabile de actuala încălzire sau răcire globală a climei[4]. În acest domeniu, sunt numeroase controverse; părerile cercetătorilor sunt diferite, unii considerând aceste schimbări climatice ca fiind de fapt o variabilitate ciclică a climei.

1.4.1.8. *Riscurile climatice*

Riscurile climatice (secete, inundații, temperaturi extreme critice etc.) fac parte din categoria fenomenelor naturale de risc, prin amploarea consecințelor negative, uneori dezastruoase, asupra mediului natural şi antropic, sunt cercetate tot mai intens, fiind în atenția permanentă a Organizației Națiunilor Unite, care a stabilit, ca perioada 1991-2000 să reprezinte „Deceniul acțiunii pentru micşorarea consecințelor catastrofelor naturale" iar la Conferința de la Rio de Janeiro din anul 1992 (C.N.U.E.D.[5]), s-a adoptat „Agenda 21", program de protecție a climei şi mediului înconjurător, ca trăsătură esențială a procesului de dezvoltare durabilă.

1.4.2. ***Climatologia regională***

Se ocupă, în principal, cu descrierea particularităților climatice din diferite regiuni ale globului. Analizează şi stochează totalitatea informațiilor despre climatele diferitelor porțiuni ale globului (continente, oceane, mări, regiuni fizico-geografice, sisteme muntoase, țări etc.). Pentru o caracterizare completă a climatelor respective este necesară şi abordarea problemei factorilor genetici ai acestora, folosindu-se, ca metodă, cea descriptiv-explicativă, completată cu tabele centralizatoare

[4] O problemă foarte controversată, cu multe semne de întrebare.

[5] C.N.U.E.D., Conferința Națiunilor Unite asupra Mediului şi Dezvoltării.

ale valorilor medii şi extreme ale elementelor meteorologice mediate pe perioade lungi de timp, grafice şi hărţi reprezentative cu evoluţia şi distribuţia acestora. În acest domeniu, s-au realizat numeroase studii şi cercetări materializate în publicaţii importante, de mare valoare ştiinţifică, adevărate monografii climatice, atât în străinătate, cât şi în ţara noastră (ex.: *Clima României*, vol. I, 1962 şi vol. II, 1966 de Şt. M. Stoenesu şi D. Ţâştea; capitolul IV din *Monografia geografică*, Vol. I din 1983, şi părţile referitoare la *Clima României* din cursurile de *Meteorologie şi Climatologie*, apărute la diferite universităţi din ţară, bazate în majoritate pe studierea bibliografiei de specialitate din străinătate, dar şi pe cercetările personale ale autorilor şi ale altor climatologi români).

1.4.3. ***Climatologia aplicată***

În ultimele patru decenii ale secolului al XX-lea, nevoile tot mai crescute de informaţii şi studii climatice în diverse domenii ale activităţilor economice şi sociale au dus la dezvoltarea cercetării cu aplicabilitate practică evidentă, formându-se, astfel, o ramură nouă, cu mari perspective de lărgire a spectrului informaţional – *Climatologia aplicată.* Ea studiază influenţa condiţiilor climatice asupra activităţii umane, utilizarea potenţialului climatic în diferite domenii, posibilitatea ameliorării climatelor şi topoclimatelor etc. Principalele direcţii de dezvoltare s-au canalizat către agricultură, silvicultură, transporturi, telecomunicaţii, medicină, balneologie, arhitectură, urbanism etc., conturându-se Bioclimatologia, pe care o considerăm o ştiinţă interdisciplinară bine individualizată, Climatologia estetică, Climatologia transporturilor etc. Cele mai importante subramuri ale climatologiei aplicate sunt:

1.4.3.1. *Climatologia agricolă sau Agroclimatologia*

Climatologia agricolă sau *Agroclimatologia* studiază gradul de favorabilitate a potenţialului climatic al unei regiuni geografice, ţări etc., pentru diferite culturi agricole, în funcţie de cerinţele lor bioclimatice. Scopul principal al cercetărilor este delimitarea zonelor de favorabilitate agroclimatică şi a zonării soiurilor şi hibrizilor de plante, ţinând cont şi de producerea unor eventuale riscuri climatice, stabilirea vulnerabilităţii teritoriale şi a culturilor faţă de aceste riscuri, care afectează producţia, în vederea diminuării efectelor negative în agricultură.

1.4.3.2. *Climatologia silvică sau forestieră*

Climatologia silvică sau forestieră studiază complexul interrelațiilor dintre climă şi pădure, factorii climatici care alcătuiesc mediul de viață al pădurii, influența acesteia asupra mediului atmosferic, dar şi regimul climatic specific al pădurii (fitoclimatul).

1.4.3.3. *Climatologia urbană*

Climatologia urbană analizează influența oraşului, în toată dezvoltarea lui arhitectonică, în modificarea distribuției şi evoluției parametrilor climatici ai zonei în care este amplasat, dar, în acelaşi timp, şi influența climatului dominant asupra tipului de construcție a locuințelor, rețelei stradale, transportului de persoane etc.

1.4.3.4. *Climatologia marină*

Climatologia marină studiază regimul multianual al elementelor meteorologice deasupra mării şi în zona litorală, cu aplicabilitate practică în transporturile pe mare şi în activitățile portuare.

1.4.3.5. *Patologia climatică*

Patologia climatică are ca obiect de studiu influența diferitelor tipuri de climate (marin, forestier, montan) şi a variațiilor principalelor elemente climatice asupra originii şi frecvenței unor tipuri de boli caracteristice.

1.4.3.6. *Climatopatologia geografică*

Climatopatologia geografică studiază distribuția geografică a bolilor, ca rezultat al diferențierilor geografice ale fenomenelor meteorologice specifice climatului respectiv, singular sau în grup.

1.4.3.7. *Climatoterapia*

Climatoterapia studiază influența terapeutică a unor condiții climatice asupra bolilor oamenilor.

1.4.3.8. *Climatologia balneară sau balneoclimatologia*

Climatologia balneară sau balneoclimatologia are ca obiect de studiu gradul de favorabilitate climatică al unor stațiuni balneare pentru menținerea stării de sănătate a indivizilor, tratarea unor boli, şi, în acelaşi

timp, analizează posibilitatea construirii unor staţiuni în zone climatice favorabile ameliorării şi vindecării unor afecţiuni, în special cardiace, respiratorii, reumatismale şi psihice.

1.4.3.9. *Climatoterapia socială*

Climatoterapia socială studiază metodele de construire a şcolilor, a locurilor şi câmpurilor de vacanţă pentru copii şi a altor aspecte sociale ale vieţii în funcţie de un anumit tip de climat. Investighează metodologia de demonstrare a efectelor climatice favorabile.

1.4.3.10. *Camere de tratament climatic*

Camere de tratament climatic reprezintă aplicaţii ale microclimatului controlat în camere special construite pentru tratarea diferitelor boli.

1.5. **Istoricul climatologiei**

Deoarece ştiinţa climatologiei derivă din meteorologie[6], şi toate studiile climatice presupun folosirea datelor provenite din observaţiile meteorologice sistematice, un istoric al cercetărilor din domeniul climatologiei nu poate fi delimitat de începuturile şi progresele realizate de omenire în cel al meteorologiei.

1.5.1. ***Istoricul Climatologiei în străinătate***

Interesul pentru aspectul, evoluţia şi efectele pozitive sau negative ale vremii, de care depindea însăşi viaţa primilor oameni de pe Terra, ca şi a celorlalte vieţuitoare, datează încă din perioada preistorică.

În Grecia antică, locul de origine şi dezvoltare ale întregii civilazaţii europene, marii filozofi ai diferitelor perioade au avut preocupări şi în domeniul meteorologiei, încercând să stabilească anumite relaţii între mişcarea vântului, formarea norilor şi producerea fenomenelor electrice în atmosferă. Au fost construite chiar unele instrumente pentru determinarea direcţiei şi intensităţii vântului. Printre învăţaţii lumii antice

[6] Denumire dată tot de grecii antici, cuvântul *meteoros* sau *meteoron* însemnând ceva de sus, ridicat la cer, fenomene şi corpuri cereşti. Referitor la etimologia cuvântului, în Grecia actuală există mănăstirile suspendate pe stâncile de la Meteora.

greceşti trebuie amintiţi: *Herodot* (484-425 î.Hr.), cu primele însemnări de mare finețe asupra unor fenomene atmosferice observate în timpul călătoriilor sale geografice, descriind, printre altele, clima Sciției, din care făcea parte şi Dobrogea (despre clima acestei provincii au rămas informaţii şi din scrierile poetului latin Ovidiu, exilat între anii 9 şi 17 d. Hr.), *Platon* (427-347 î. Hr.), *Aristotel* (384-322 î. Hr.), autorul primului tratat de meteorologie, în care a încercat explicarea cauzelor diferitelor fenomene meteorologice şi hidrologice, ca o consecință a primelor (circuitul apei în natură şi bilanțul hidric al Terrei), *Seneca* (4 î. Hr. - 65 d. Hr.), *Ptolemeu* (90-168 d. Hr.), care era convins că fenomenul de reflexie al atmosferei se datora învelişului gazos al planetei. În antichitatea greacă, se cunoştea faptul că, în funcție de înclinarea unghiului de incidență al razelor solare cu suprafața terestră, se formează principalele zone de climă, iar învățatul *Empedocle* a stabilit încă din secolul V î. Hr. relația dintre atmosferă, radiația solară, suprafața Pământului, prezența suprafețelor acvatice şi a apei din atmosferă, considerând că cele patru elemente de bază: aerul, apa, focul şi pământul sunt la originea climatelor: cald, rece, umed şi uscat. Din China antică s-au păstrat primele descrieri climatice (sec. XI î. Hr.).

În evul mediu, în perioada marilor descoperiri geografice, o importantă contribuție la cunoaşterea fenomenelor atmosferice au avut-o temerarii navigatori, care s-au confruntat şi au descris vânturi importante ca alizeele şi musonii, dar şi furtunile tropicale şi alte fenomene atmosferice deosebite.

Sfîrşitul secolului al XVI-lea şi secolul al XVII-lea reprezintă epoca premergătoare dezvoltării meteorologiei instrumentale. Să ne amintim de construirea primelor instrumente: termometrul (*Galileo Galilei*, 1597), barometrul cu mercur (*Torricelli*, 1643), barometrul aneroid (*Hooke*, 1673), scara termometrică (*Huygens*, 1665) cu cele două puncte de reper – temperatura de îngheț şi cea de fierbere a apei, higrometrul cu fir de păr (*Saussure*, 1783), anemometrul (*Woltzmann*, 1790), psihrometrul (*R. August*), pirheliometrul (*H. Poillet*). Folosirea acestor instrumente a permis obținerea unor determinări concrete ale valorilor elementelor meteorologice, utilizate de fizicieni în elaborarea unor legi care au constituit fundamentul teoretic al cercetărilor ulterioare. Tot în secolul al XVII-lea, în anul 1648, fizicianul francez *Pascal* a demonstrat matematic greutatea aerului şi scăderea presiunii cu altitudinea, punând bazele

hidrostaticii aerului atmosferic. Către sfârşitul aceluiaşi secol, astronomul englez *Halley* îşi publica teoria sa asupra formării şi permanenţei alizeelor şi musonilor, vânturi dominante din zonele intertropicale, aparţinând marii circulaţii atmosferice a globului, generatoare de tipuri de climă şi climate specifice. În 1735, acelaşi autor îşi prezenta teoria asupra relaţiei dintre permanenţa, direcţia şi intensitatea acestor vânturi şi mişcarea de rotaţie a Pământului în jurul propriei axe, evidenţiind devierea alizeelor de la direcţia iniţială nord-sud şi sud-nord, în cadrul celor două emisfere ale globului, la cea reală, nord-est-sud-vest şi sud-est-nord-vest, datorată permanentei mişcări de rotaţie a planetei în jurul axei polilor. Din acest punct de vedere, el poate fi considerat precursor al ştiinţei climatologiei. În aproximativ aceeaşi perioadă (1750), *Benjamin Franklin* îşi făcea publică celebra descoperire legată de electricitatea atmosferei, iar *Lavoisier* şi *Dalton,* asupra naturii, stării fizice şi compoziţiei chimice a aerului.

Secolul al XVIII-lea a marcat şi alte momente de referinţă în istoria meteorologiei: stabilirea scărilor termometrice ale fizicianului german *Fahrenheit*, în anul 1724, utilizată şi în prezent în ţările anglo-saxone, fizicianului francez *Reaumur,* în anul 1730, şi a suedezului *Celsius,* în 1742, folosită larg în toată lumea. În anul 1778, la Baden, în Germania, s-a înfiinţat primul institut meteorologic din lume. În anul 1780, se înfiinţează prima societate meteorologică, „Societatea Meteorologică Palatină", care îşi avea sediul la Manheim – Germania, în cadrul căreia funcţiona o reţea de 39 de staţii de observaţii amplasate atât în Europa, cât şi în Statele Unite ale Americii, precursoare ale Organizaţiei Meteorologice Internaţionale (1873) şi ale Organizaţiei Meteorologice Mondiale (23 martie,1951), ca organizaţie specializată a Organizaţiei Naţiunilor Unite, cu 179 de state membre în anul 1996, printre care şi România (din 1878, printre primele 10 state fondatoare ale primei organizaţii internaţionale), care coordonezează întreaga activitate meteorologică internaţională şi elaborează normele de efectuare a tuturor observaţiilor meteorologice din lume.

Prima hartă sinoptică a fost realizată în Germania, la Leipzig, de către matematicianul *H.V. Brandes*, iar în Statele Unite ale Americii, aproximativ în aceeaşi perioadă, *Redfield* întocmea o serie de hărţi cu traiectoriile şi sensul de mişcare ale aerului în cicloni. Înscrierea elementelor meteorologice pe hărţi se făcea cu multă întârziere, după efectuarea observaţiilor, hărţile respective putând fi utilizate numai în

activitatea de diagnoză. Inventarea telegrafului de către *S. Morse,* în anul 1843, a permis elaborarea primelor prognoze şi avertizări de furtună, punându-se astfel bazele meteorologiei sinoptice. În anul 1853, în Belgia, a avut loc prima Conferinţă internaţională de meteorologie, iar în 1873, la Viena, primul Congres internaţional.

Dezvoltarea tehnologiei moderne, la sfârşitul secolului al XIX-lea şi pe parcursul celui de al XX-lea (telefonul, radioul, maşinile de calcul, radiosondele, radarul, sateliţii şi rachetele meteorologice, computerele şi internetul), a impulsionat activitatea meteorologică, în special cea de prognoză, atât de utilă în toate sectoarele activităţii umane, dar şi cerceterea climatologică.

Dacă primele observaţii meteorologice au fost la început disparate şi se efectuau la ore diferite, neputându-se coordona şi stabili anumite concluzii, din deceniul al treilea al secolului al XVIII-lea ele s-au făcut sistematic. Realizarea primelor hărţi climatice a permis descoperirea legilor fundamentale referitoare la repartiţia temperaturii şi presiunii pe suprafaţa globului şi s-a putut reprezenta poziţia principalelor sisteme barice permanente, evidenţiindu-se, astfel, influenţa distribuţiei uscatului şi apei asupra temperaturii şi presiunii aerului.

O mare importanţă în dezvoltarea climatologiei a avut-o înfiinţarea Institutelor Meteorologice în a doua jumătate a secolului al XIX-lea, care aveau ca sarcini principale organizarea reţelei de staţii, dotarea lor cu instrumentarul necesar efectuării observaţiilor, elaborarea de instrucţiuni, colectarea, prelucrarea şi publicarea datelor respective. În secolul al XX-lea, formarea unei baze de date a permis oamenilor de ştiinţă să-şi dezvolte anumite teorii asupra genezei climei, criteriilor de clasificare a climatelor, distribuţiei şi caracterizării diferitelor tipuri de climat şi să întocmească studii şi sinteze climatice, cu caracter din ce în ce mai practic, începând astfel, să se contureze direcţiile principale de cercetare şi să se diferenţieze ramurile climatologiei. Acum apar *climatologia dinamică*, direcţionată către studierea condiţiilor şi factorilor de circulaţie generală a atmosferei, şi *climatologia aplicată*, cu toate subramurile ei, în paralel cu dezvoltarea continuă a metodologiei de prelucrare a datelor, care devine o ramură bine individualizată. Studierea climei se realizează nu numai pe baza valorilor medii ale fiecărui parametru meteorologic luat singular (metoda clasică), care permite caracterizarea cantitativă a climei, ci pe baza complexelor de timp, care conduc la formarea anumitor tipuri de

climat (caracterizarea calitativă). În această privinţă, un rol deosebit de important l-a avut *Organizaţia Meteorologică Mondială*, care a elaborat ghiduri speciale de practici climatologice, instrucţiuni de efectuare a observaţiilor meteorologice după aceleaşi norme, în toate ţările aderate organizaţiei, a lansat programe de cercetare bine direcţionate în diverse domenii de mare aplicabilitate practică, unde studiile climatologice sunt deosebit de importante, a împărţit întreaga sa activitate pe grupuri de lucru specializate etc.

Primele clasificări climatice, având drept criteriu pe cel biogeografic, au fost realizate încă din a doua jumătate a secolului al XIX-lea în Germania, de către *A. Griesebach* (1872), şi în Elveţia, de către *A. de Candolle* (1874). Ei sunt primii cercetători care au stabilit relaţia cauzală dintre vegetaţie şi climă. Chiar dacă nu sunt clasificări climatice propriu-zise, ele au fost preluate şi dezvoltate ulterior de către *W. Köppen.*

Clasificările ce au folosit datele climatice obţinute din observaţii instrumentale sistematice s-au realizat în Germania. Astfel, *A. Supan* (1884), după criteriul termic, a delimitat şapte zone termo-climatice: zona caldă, două zone temperate, două zone reci şi două zone glaciale. *W. Köppen* (1900), în clasificarea sa, a folosit criterii mai complexe: regimul termic, durata perioadelor calde, moderate şi reci, efectul temperaturii asupra lumii organice etc., perfecţionând-o ulterior (1918) până la forma definitivă (1936), adăugând criteriului termo-pluviometric iniţial şi unele valori critice ale temperaturii şi precipitaţiilor, relaţiile dintre acestea şi efectele asupra repartiţiei vegetaţiei. Ea este cea mai folosită dintre toate clasificările climatice. *A. Penck* (1911) a prezentat o clasificare ce avea la bază criteriul pluviometric în asociere cu cel hidrologic, iar tot în acest an, *A. Hettner*, îşi publica o clasificare în funcţie de particularităţile circulaţiei atmosferice.

Geograful francez *Emm. De Martonne* (1913) a elaborat o clasificare climatică ce are la bază criteriul geografic, tipurile fundamentale de climat fiind denumite după regiunile geografice în care sunt cel mai bine reprezentate.

Geograful rus *L.S. Berg* (1925), deşi a folosit aceleaşi criterii ca şi ceilalţi cercetători, a pus un accent deosebit pe legătura dintre tipurile de climat şi peisajele naturale.

Prin folosirea criteriului bilanţului caloric şi al umidităţii, deosebit de importante pentru viaţa de pe Terra, s-au realizat noi clasificări

climatice, dintre care mai importante sunt: cea a climatologului american *C.W. Thornthwaite* (1931) şi cea a climatologilor ruşi *N.N. Ivanov* (1948) şi *M.I. Budîko* (1948), ultima folosind dublul criteriu al bilanţului caloric şi hidrologic.

În perioada 1936-1949, a fost elaborată clasificarea genetică a rusului *B.P. Alisov*, îmbunătăţită ulterior, care are drept criteriu tipurile geografice ale maselor de aer şi schimburile de căldură şi umiditate determinate la suprafaţa terestră datorită circulaţiei lor. Acelaşi criteriu l-a folosit şi climatologul american *H.J. Critchfield* (1974), în clasificarea sa descriind clima continentelor după masele de aer sezoniere dominante în diferite zone ale globului.

1.5.2. ***Istoricul Climatologiei în România***

Dezvoltarea climatologiei în ţara noastră este legată de primele observaţii, cu caracter empiric şi întâmplător, asupra unor evenimente meteorologice cu efecte negative, în special asupra agriculturii. Primele informaţii referitoare la anumite caracteristici ale vremii şi climei au apărut în secolul al XV-lea în diferite cronici (*Cronicile Braşovului*, 1420, *Letopiseţul Ţării Moldovei* etc.), unde erau notate unele fenomene atmosferice deosebite (în prezent, numite riscuri climatice) care produceau calamităţi. *Dimitrie Cantemir*, în lucrarea sa *Descriptio Moldaviae* (1716), deşi partea de climatologie nu este foarte mare, prezintă totuşi informaţii corecte legate de diferenţierile dintre clima montană şi cea de câmpie.

După înfiinţarea primelor staţii meteorologice (cea mai veche, la Iaşi, în 1770-1772) şi posturi pluviometrice în regiunile agricole sau de-a lungul Dunării, pentru navigaţie, se poate vorbi de dezvoltarea cercetării climatologice pe baze ştiinţifice. Înfiinţarea Institutului Meteorologic Central (I.M.C.), a cărui denumire s-a tot schimbat pe parcursul anilor, în prezent fiind Compania Naţională – „Institutul Naţional de Meteorologie, Hidrologie şi Gopodărire a Apelor"– SA (C.N.-I.N.M.H.G.A. – S.A.) sau, mai simplu, cum este cunoscut în mass-media, I.N.M.H. (de curând separat în două Institute Naţionale: de Meteorologie şi de Hidrologie), în data de 30 iulie 1884, la iniţiativa şi sub conducerea savantului *Ştefan Hepites*, a impulsionat cercetările din domeniul meteorologiei şi climatologiei. Dezvoltarea unei reţele de staţii meteorologice şi formarea unei

baze de date au permis efectuarea unor studii, hărţi şi atlase la nivel naţional, regional şi local, care erau publicate în reviste de specialitate („Analele Institutului Meteorologic", „Buletinul lunar al observaţiilor meteo-rologice", „Analele Academiei Române", „Buletinul Societăţii geografice române" etc.). Este de menţionat apariţia unor lucrări deosebit de valoroase, ca: prima hartă climatică în culori a României „Carte du régime pluviométrique de Roumanie", la scara 1: 1.000.000, în anul 1900, şi tot în acelaşi an, „Album climatologique de la Roumanie", cu care I.M.C. a primit medalia de argint la Expoziţia Internaţională de la Paris, din 1900 (Octavia Bogdan şi colab., 1983).

În dezvoltarea climatologiei româneşti, un rol incontestabil şi inestimabil l-a avut *Ştefan Hepites*, care, încă de la înfiinţarea I.M.C., a conturat principalele direcţii de cercetare.

O dată cu reorganizarea Institutului meteorologic şi a reţelei de staţii meteorologice după primul război mondial, încep să apară lucrări importante referitoare la: precipitaţiile atmosferice în România (*E. Oteteleşanu* şi *G.D. Elefteriu*, 1921), clima oraşului Bucureşti (*C.Ioan*, 1933), temperatura solului şi a aerului (*Alex.G. Ionescu*, 1929, 1933) şi la poluarea aerului (*M. Herovanu*, 1938). S-au dezvoltat studiile de climatologie balneară şi cele de regionare climatică (*E.Oteteleşanu*, 1928; *N. Cernescu*, 1934; *V. Mihăilescu*, 1936, *C. Dissescu*, 1952), dar şi cele de climatologie regională (*C. Brătescu*, 1928; *N.Al. Rădulescu*, 1930).

În a doua jumătate a secolului trecut, s-a pus un accent deosebit pe dezvoltarea climatologiei aplicate, studiile fiind direcţionate către agricultură, silvicultură, transporturi, construcţii, sistematizare teritorială, sănătate publică etc. A fost reorganizată şi reţeaua naţională de staţii meteorologice, observaţiile fiind efectuate conform normelor O.M.M. În anii '80, funcţionau aproximativ 200 de staţii şi 1.500 de posturi pluviometrice ; în prezent, numărul lor s-a redus, din diferite considerente, la 147 de staţii, din care 60 sunt cu program agrometeorologic. Activitatea de stocare şi prelucrare a datelor meteorologice este coordonată şi îndrumată de I.N.M.H. (Secţia de climatologie cu arhiva de date şi Centrul de calcul automat).

În România, studii şi cercetări de climatologie se fac în I.N.M.H., în Institutul de Geografie al Academiei Române şi în Facultăţile de Geografie ale principalelor universităţi, fiind direcţionate către: climatologie generală, metodică climatologică, microclimatologie, topoclimatologie,

climatologie regională şi climatologie aplicată (Agroclimatologie, Climatologie urbană, Bioclimatologie, Climatologie silvică, Climatologie marină etc.).

După anul 1961, datele meteorologice au fost publicate în Anuarul meteorologic (cu unele întreruperi şi întârzieri). Pe baza datelor meteorologice, în I.N.M.H. s-au realizat numeroase studii de sinteză: *Atlasul climatologic* (1948-1954), *Clima RPR*, vol. I (1962) şi vol. II (1966), *Atlasul climatologic al R.S. România* (1966), *Atlas Republica Socialistă România* (1972-1979), *Agrometeorologie* (1970), *Zonarea agroclimatică a României* (1980-1983) şi un *Atlas agroclimatic*, din care au fost publicate doar câteva articole, lucrarea, în ansamblul ei, fiind în manuscris (arhiva Laboratorului de Agrometeorologie). De asemenea, s-au publicat studii de climatologie regională, de agroclimatologie, de climatologie urbană etc., în *Culegere de lucrări ale Institutului meteorologic* (1961-1973), *Culegere de lucrări de climatologie aplicată* (1972), *Studii şi cercetări de Climatologie*, vol. I (1975) şi vol. II (1976), *Studii şi cercetări de Meteorologie* (din 1976), *Hidrotehnica* (din 1965), „Romanian Journal of Meteorology" etc., cu contribuţii deosebit de importante din partea următorilor autori: *C. Dissescu, C. Donciu, Şt.M. Stoenescu D. Ţâştea, O. Neacşa, Maria Colette Iliescu, Gh. Bâzâc, O. Berbecel, V. Jianu, Şt. Apetroaei, Iulia Rogodjan, Elena Socor, Maria Eftimescu, Cornelia Mihoc* şi mulţi alţii.

În ultimele două decenii ale secolului trecut, cercetarea climatologică în I.N.M.H. s-a direcţionat către probleme de mare însemnătate pentru omenire, cum ar fi riscurile climatice şi schimbările climatice, în cadrul unor cursuri de specializare în ţară şi străinătate, programe de cercetare naţionale şi internaţionale, cu rezultate deosebite materializate în teze de doctorat (*Carmen Dragotă* şi *Rodica Povară*, 1999; *Adriana Marica* şi *Cr. Oprea*, 2000; *Felicia Vasenciuc* şi *A. Geicu*, 2001), lucrări publicate, manifestări ştiinţifice naţionale şi internaţionale de prestigiu etc.

În Institutul de Geografie al Academiei Române, *V. Mihăilescu* a pus bazele cercetării topoclimatice în anul 1948, continuate din 1961 de colectivul de topoclimatologie sub conducerea Dnei *Octavia Bogdan*. Principalele obiective ale cercetării constau în cunoaşterea aprofundată a potenţialului climatic local al unor regiuni geografice, precizarea noţiunilor de microclimă, topoclimă şi climă, elaborarea metodologiei de cercetare şi de întocmire a hărţilor topoclimatice, stabilirea terminologiei de specialitate etc. Ca rezultate ale cercetării trebuie menţionate: Harta topoclimatică a R.S. România, scara 1:1.500.000, în culori, publicată în ultima variantă în *Atlas*. Republica Socialistă România, planşa IV-6 (*Octavia Bogdan şi colab*.,

1977), Capitolul IV – *Clima* – (*Octavia Bogdan, D. Ţâştea*, sub coordonare) din *Geografia României*, vol. I, *Geografia Fizică*, 1983).

În cadrul învăţământului universitar s-au efectuat studii de climatologie urbană (*I. Gugiuman*, 1967, 1970, 1971, 1975; *Elena Erhan*, 1971; *I. Fărcaş*, 1971; *Elena Dumitrescu*, 1973 etc.), studii de climatologie regională (*Şt. M. Stoenescu*, 1951; *Gh. Măhăra*, 1974; *I.Fl. Mihăilescu*, 1975; *S. Ciulache*, 1976; *Octavia Bogdan*, 1976), studii de climatologie aplicată (*M. Marcu*, 1971; *Nicoleta Ionac*, 1996; *Brânduşa Chiotoroiu*, 1998; *Rodica Povară*, 1999), majoritatea dintre ele reprezentând teze de doctorat, care ulterior au fost publicate. De asemenea, trebuie menţionate cursurile universitare, manuale, caiete de lucrări practice, îndrumătoare pentru efectuarea observaţiilor şi prelucrarea datelor etc. (*S. Ciulache*, 1971, 1973, 1981, 1985, 1988; *Elena Dumitrescu*, 1976; *Elena Erhan*, 1988, 1999; *Gh. Pop*, 1964, 1988; *M. Marcu*, 1983; *L. Apostol*, 2000; *Rodica Povară*, 2001).

Un alt aspect important în dezvoltarea climatologiei româneşti din mediul universitar, şi nu numai, îl constituie colaborările internaţionale, în cadrul unor proiecte de cercetare cu instituţii de profil, universităţi, laboratoare specializate etc. şi participarea climatologilor români la diferite manifestări ştiinţifice, simpozioane, conferinţe, *workshop*-uri, schimburi de experienţă pe teme şi probleme de mare actualitate în climatologia modernă.

2. **FACTORII GENERATORI AI CLIMEI**

Clima globului, din trecutul geologic al planetei, aşa cum este percepută în prezent, dar şi evoluţia viitoare a acesteia, cum se încearcă a fi cunoscută prin elaborarea unor prognoze (scenarii climatice) pentru deceniile următoare, reprezintă rezultatul acţiunii complexe a mai multor categorii de procese: cosmice, radiative, dinamice, fizico-chimice, fizico-geografice şi antropice, care au loc permanent în spaţiul cosmic, atmosferă şi la suprafaţa Terrei, condiţionându-se şi întrepătrunzându-se reciproc. Existenţa şi distribuţia geografică a macrozonelor de climă şi a tipurilor climatice cu particularităţile lor bine definite sunt datorate prezenţei unor *factori generatori* (climatogeni) şi a unor *factori modificatori* ai trăsăturilor iniţiale (primare) ale climei.

2.1. **Procesele cosmice (astronomice)**

Fenomenele naturale de pe Terra, ce au loc în cadrul geosferelor, inclusiv în climatosferă, nu pot fi concepute şi înţelese fără o incursiune prealabilă în spaţiul cosmic, al galaxiei şi al Sistemului Solar din care face parte, în care Soarele, Luna, depărtarea şi poziţia planetei faţă de acestea, forţele de atracţie dintre ele, forma, mişcările, proprietăţile fizice şi structura suprafeţei terestre, condiţionează fluxurile de energie reciprocă şi existenţa geosferelor. Acest uriaş sistem reprezintă factorul generator principal al climei, care, la rândul ei, reprezintă esenţa tuturor proceselor fizice, chimice şi biologice de pe suprafaţa terestră.

2.1.1. ***Universul şi Sistemul Solar***

Universul este format din aproximativ un miliard de roiuri de galaxii (Folescu, 1990, citat de Ielenicz, 2000), din care face parte şi Galaxia noastră (Calea Lactee), care reprezintă un sistem cosmic alcătuit din peste 150 miliarde de stele, inclusiv Soarele. Încă din antichitate, când

i s-a dat şi denumirea[7], datorită formei unei mari fâşii albe, în jurul căreia se concentrează stelele, s-a încercat descifrarea misterelor legate de originea şi structura acesteia. Mult mai târziu, după secolul al XVII-lea, ea a fost separată ca un sistem cosmic, începând să se efectueze măsurători. Sistemul solar (planetar) inclus în Calea Lactee este alcătuit din Soare (o stea de mărime mijlocie) şi corpuri cosmice care gravitează în jurul lui: nouă planete (după ultimele cercetări efectuate la N.A.S.A. şi în Rusia ar mai exista şi a zecea şi chiar a unsprezecea), 50-100 mii de asteroizi, numeroşi meteoriţi şi comete. Cele nouă planete ale Sistemului Solar, în ordinea creşterii distanţei faţă de Soare, sunt: Mercur, Venus, Terra, Marte, Jupiter, Saturn (cunoscute încă din antichitate), Uranus (descoprit în 1781), Neptun (1846) şi Pluton (1930). Sistemul are forma unui disc, Soarele ocupând poziţia centrală, iar planetele, situate la distanţe diferite şi sateliţii acestora efectuând mişcări de revoluţie în jurul astrului şi, respectiv, al planetelor, ca urmare a legii atracţiei universale a lui Isaac Newton (fig.1). Planetele sunt corpuri cereşti aparţinând unei stele în jurul căreia descriu orbite, în majoritate eliptice, nu au lumină proprie, o primesc de la steaua respectivă şi au capacitatea de a reflecta o anumită parte din aceasta. Este şi cazul planetei Terra, care pe orbita descrisă se află în poziţii diferite faţă de Soare, dar şi faţă de Lună, singurul satelit natural al Pământului.

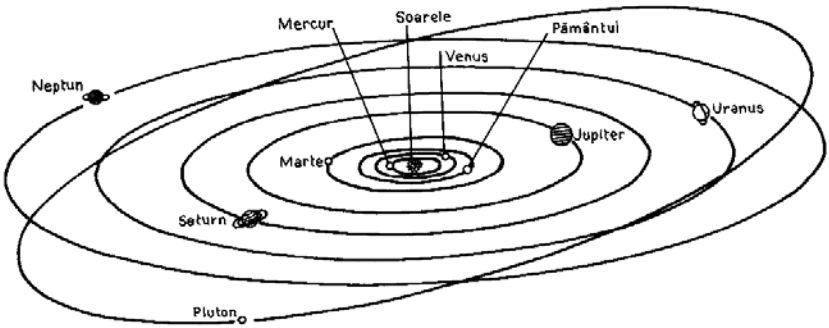

Fig. 1. *Sistemul solar*
Sursa: Măhăra, 2001

[7] În limba greacă *galactos* înseamnă lapte

Majoritatea planetelor au un înveliş gazos – atmosferă – destul de asemănător cu al Terrei în ceea ce priveşte structura şi compoziţia, îndeosebi Marte şi Jupiter. Şi în afara Sistemului nostru solar, conform ultimelor descoperiri ale astronomilor americani de la Institutul de Tehnologie din California – Pasadena, există o planetă de tipul „Jupiter cald", care gravitează în jurul unui astru similar Soarelui nostru, cu o atmosferă extrem de neospitalieră, unde pe înălţimi s-a observat zăpadă, descoperire senzaţională realizată cu ajutorul telescopului spaţial Hubble (din declaraţiile cercetătorului David Chabonneau, 2001).

2.1.1.1. *Soarele* [8]

Este o stea de mărime mijlocie, cea mai apropiată de Terra (150 mil. km, pe care lumina sa îi parcurge în 8 minute şi 20 secunde), care s-a născut în urmă cu aproximativ 4,6-5 miliarde de ani din materie cosmică. Are forma unei sfere alcătuită din gaze incandescente, ce însumează 99,9% din masa Sistemului Solar, cu o suprafaţă de 11.900 ori mai mare decât a Pământului. Iniţial, a fost mult mai mare, mai fierbinte şi mai luminos, treptat a pierdut din masa sa prin erupţii sub forma unor uriaşe protuberanţe. Actualmente, activitatea sa este într-o perioadă mai calmă, erupţiile şi exploziile caracteristice fiind de mică amploare. Se apreciază că în următoarele 5 miliarde de ani diametrul său va ajunge de zeci de ori mai mare, ca urmare a creşterii cantităţii de heliu (prin arderea hidrogenului) şi a temperaturii din nucleu. Acest lucru va determina reducerea distanţei faţă de planete, mai ales de cele mai apropiate, Pământul devenind un corp fără viaţă.

Este alcătuit din două părţi principale: *interiorul* şi *atmosfera solară*.

Interiorul este format dintr-un *nucleu*, în compoziţia căruia intră hidrogenul, heliul şi elementele grele. Reprezintă sediul unor reacţii termonucleare puternice care fac ca temperatura să ajungă la peste 15 mil. K, în urma lor degajându-se mari cantităţi de energie sub forma radiaţiilor electromagnetice. Mai există *zona radiativă* şi *zona convectivă*,

[8] În antichitatea greacă era numit *Helios*, de unde şi denumirea teoriei heliocentrice, susţinută prima dată de către Aristarh din Samos în anul 265 î. Hr., fundamentată apoi în lucrarea lui N. Copernic *De revolutionibus orbium caelestium*, în anul 1543.

care asigură trecerea către atmosferă, numită, în acest caz, fotosferă, în care curenţii convectivi transmit energia din interior spre exterior.

Atmosfera solară este alcătuită din trei straturi concentrice:

- *fotosfera*[9], cu o grosime de 300-400 km şi reprezintă suprafaţa vizibilă, luminoasă, prin care se transmite în spaţiu toată energia Soarelui, care determină o variaţie intermitentă a luminozităţii. Situaţiile de creştere sunt datorate apariţiei *faculelor* (porţiuni luminoase), iar cele de descreştere, *petelor solare* (porţiuni întunecate). S-a apreciat că intensitatea petelor solare are o ciclicitate apreciată la o perioadă de aproximativ 12 ani, cercetătorii considerând acest lucru ca „activitate solară". Acest ciclu al activităţii solare are corespondent şi în periodicitatea unor fenomene din atmosfera terestră, ca de exemplu aurorele polare şi perturbaţii ale câmpului magnetic terestru[10] (furtuni magnetice) şi brâuri de radiaţii intense în jurul Pământului;

- *cromosfera*[11], cu o grosime de la 8.000-10.000 km până la 12.000-15.000 km, este vizibilă doar în timpul eclipselor totale de Soare, având forma unei benzi de lumină roşie în jurul discului solar. Este alcătuită din hidrogen, de aceea se mai numeşte şi atmosfera de hidrogen a Soarelui. Este sediul unor fenomene deosebite, cum ar fi jeturi de gaz şi erupţii cromosferice, din cauza presiunii câmpurilor magnetice ale petelor solare, eliberarea acestora declanşând unde de şoc, ce determină creşterea bruscă a densităţii şi temperaturii şi eliminarea radiaţiilor electromagnetice şi corpusculare;

- *coroana solară* reprezintă ultimul strat spre exterior, cu grosimea cea mai mare (1 milion de kilometri). Şi ea se poate vedea numai în timpul eclipselor totale de Soare, având forma unui halo de lumină albă. Între extremitatea superioară a cromosferei şi coroana solară se produc erupţii masive, dintre care mai importante sunt protuberanţele formate din gaze puternic ionizate şi cu temperaturi ridicate. Acest ultim strat al atmosferei solare emite radiaţii electromagnetice în domeniile Röentgen, optic şi radio, dar şi un flux de radiaţii corpusculare, aşa numitul *vânt solar*.

---

[9] În Limba greacă *photos* înseamnă lumină, iar photonul este o particulă luminoasă.

[10] Despre efectele activităţii solare asupra vieţii pe Pământ s-a scris şi în *Biometeorologie şi Bioclimatologie* (Povară, 2001).

[11] În Limba greacă *chromos* înseamnă culoare.

2.1.1.2. *Luna* [12]

Este corpul ceresc aflat la cea mai mică distanţă faţă de Pământ, fiind singurul său satelit natural. Informaţii despre Lună există încă din antichitate, iar Keppler, la începutul secolului al XVII-lea, făcea publică absenţa atmosferei şi existenţa unor mari contraste termice între zi şi noapte. A fost studiată sistematic, începând cu anul 1959, de către americani şi sovietici în cadrul unor programe speciale.

Distanţa medie faţă de Pământ este de 384.403 km şi parcurge o orbită eliptică în jurul acestuia cu o viteză de 1,02 km/s, în 27 zile, 70 ore, 43 minute şi 11,5 secunde, în cadrul revoluţiei siderale[13] şi 29 zile, 12 ore, 44 minute şi 28 secunde, în cadrul revoluţiei sinodice[14]. Execută şi o mişcare de rotaţie, a cărei perioadă este egală cu cea a mişcării de revoluţie, astfel de pe Terra se vede în permanenţă aceeaşi emisferă.

Dintre proprietăţile fizice mai importante sunt: accelerarea gravitaţiei este de şase ori mai mică decât cea a Pământului, nepermiţând reţinerea gazelor şi, deci, existenţa atmosferei; magnetismul este slab şi variază regional; albedo-ul are o valoare mică, media fiind de 0,07; densitatea medie reprezintă doar 0,6 din cea terestră, cu diferenţieri, ca şi în cazul albedo-ului, datorate structurii petrografice.

Sistemul Pământ-Lună-Soare poate determina unele fenomene care ar avea o anumită importanţă în domeniul pe care îl analizăm: fazele lunii (în funcţie de mişcările de gravitaţie în jurul Pământului şi ale acestuia în jurul Soarelui), eclipsele de Lună şi de Soare (ca urmare a poziţiei şi trecerii diferite prin conul de umbră a celor trei corpuri cereşti) şi mareele (terestră, atmosferică şi oceanică), mişcări periodice ca urmare a atracţiei reciproce dintre Pământ, Soare şi Lună[15]. Dintre cele trei tipuri de maree, cea mai mică valoare o are cea terestră, iar cea mai mare cea oceanică. Mareea atmosferică, având în vedere compoziţia şi proprietăţile fizice ale aerului, ar trebui să se situeze la valori foarte mari, însă forţa gravitaţiei şi

[12] Denumire latină, simbol al luminii. La greci o reprezenta pe zeiţa Selena, iar la romani pe zeiţa Diana.

[13] În raport cu orice stea din sistem.

[14] În raport cu Soarele.

[15] Pentru cei ce doresc mai multe informaţii, recomandăm lucrarea lui M. Ielenicz, *Geografie generală. Geografie fizică*, apărută în anul 2000, la Editura Fundaţiei *România de Mâine*, Bucureşti.

presiunea puternică a vântului solar nu permite acest lucru. Este resimțită, totuşi, în troposferă (unde se acumulează peste 90% din masa atmosferei), în zona ecuatorului, unde amplifică bombarea atmosferei determinată de forța centrifugă. Aici, grosimea atmosferei atinge 16-18 km, în timp ce la poli are numai 6-8 km.

2.1.1.3. *Terra*

Ca depărtare de Soare (149.598.000 km, minimă la periheliu şi maximă la afeliu), Pământul este a treia planetă a Sistemului Solar şi are dimensiuni mici (suprafața 510.200.000 km² şi raza medie 6.370 km).

Dintre caracteristicile sale, cu o mare pondere în geneza climei, considerăm următoarele: *forma*, *mişcările* efectuate în jurul axei sale şi în jurul Soarelui, *proprietățile fizice* şi *structura* sa.

În legătură cu *forma Pământului* s-au emis, de-a lungul timpului şi cunoaşterii, multe teorii: *sferă* (din antichitate până în secolul al XVIII-lea), *sferă turtită* la poli şi bombată la ecuator (*elipsoid* sau *sferoid de rotație*, datorită mişcării de rotație în jurul axei sale, care imprimă forței centrifuge o valoare maximă la ecuator şi minimă la poli), *geoid* (denumire dată de Listing, în 1873), datorită neomegenității suprafeței sale, şi *terroid* sau *telluroid* („o pară" alungită la Polul Nord, umflată în Emisfera sudică, dar „scobită" la Polul sud), în urma diferențelor observate în sens latitudinal ale măsurătorilor regionale (Ielenicz, 2000).

Forma sferică a Pământului determină diferențieri în distribuția cantității de radiație solară la suprafața terestră, iar turtirea de la poli datorată rotației face ca gravitația să crească de la Ecuator (978 cm/s²) spre poli (983,2 cm/s²). Forma Pământului (cu cele trei modele) impune diferențieri latitudinale ale distribuției radiației solare şi *apariția principalelor zone climatice: caldă, două temperate şi două reci.*

Mişcările Pământului, de rotație şi revoluție, au consecințe climatice importante. *Mişcarea de rotație* creează forța centrifugă care stă la baza turtirii la poli şi a bombării la Ecuator şi determină: *alternanța luminii cu întunericul,* în timpul a 24 de ore, cu repercusiuni asupra regimului diurn al bilanțului radiativ şi a regimului termic diurn şi, implicit, în desfăşurarea proceselor biologice; *abaterea maselor de aer,* aflate în mişcare sub influența forței Coriolis (fig. 2), *spre dreapta* în emisfera nordică şi *spre stânga* în cea sudică, alizeele având, astfel, direcție NE-SV şi, respectiv, SE-NV, curentul cald al Golfului, SV-NE

etc.; aflarea fiecărui punct de pe Glob o singură dată la poziția maximă a Soarelui în deplasarea sa aparentă pe bolta cerească, situarea lui la meridianul locului – *miezul zilei*, în timp ce în cealaltă emisferă, pe antemeridian, este *miezul nopții*. Distanța temporală dintre două poziții consecutive ale Soarelui la meridianul locului se numeşte *zi solară adevărată*. Mărimea ei în timpul unui an este diferită, din acest motiv s-a convenit asupra unei durate medii de 24 de ore, care a fost numită *zi solară mijlocie*, şi care începe şi se sfârşeşte o dată cu trecerea Soarelui la meridianul locului (orele 12), iar pentru eliminarea anumitor inconveniente s-a adoptat *ziua civilă,* care începe la miezul nopții (orele 24).

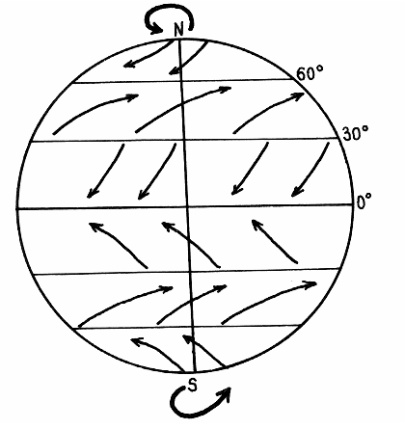

Fig. 2. *Direcția deplasării aerului sub efectul forței Coriolis*
Sursa: Ielenicz, 2000

Mişcarea de revoluție, efectuată de Pământ în jurul Soarelui, pe o orbită parcursă în timp de un an, are consecințe importante legate de înclinarea axei terestre, printre care: *inegalitatea duratei zilelor şi a nopților* pe parcursul unui an, numai la Ecuator ziua fiind egală cu noaptea, ce determină *încălzirea inegală a suprafeței Pământului*, datorită mărimii intensității radiației solare înregistrată între pozițiile extreme (periheliu şi afeliu). Deosebiri importante în cantitatea de radiație apar şi sezonier, de unde şi diferențele din regimul temperaturii aerului, apei şi solului şi a altor procese climatice; *formarea şi alternanța anotimpurilor* determină distribuția sezonieră diferită a radiației solare, cu consecințe climatice distincte, ce influențează şi diversitatea peisajelor geografice în funcție de latitudine. Astfel, *între Ecuator şi tropice*,

perpendicularitatea razelor solare pe suprafața terestră favorizează o încălzire puternică şi diferențierea din punct de vedere hidric a *două anotimpuri* (veri ploioase şi ierni secetoase), care se succed la echinocții; *între tropice şi cercurile polare* (latitudini mijlocii, în ambele emisfere, mai pregnant în cea nordică, unde predomină uscatul) se succed *patru anotimpuri* cu cantități diferite de radiație solară şi modificări ciclice ale componentelor climatice şi ale peisajelor geografice; *între cercurile polare şi poli* se disting *două sezoane* (anotimpuri) inversate în cele două emisfere, *iarna şi vara polară* între cele două echinocții (fig.3).

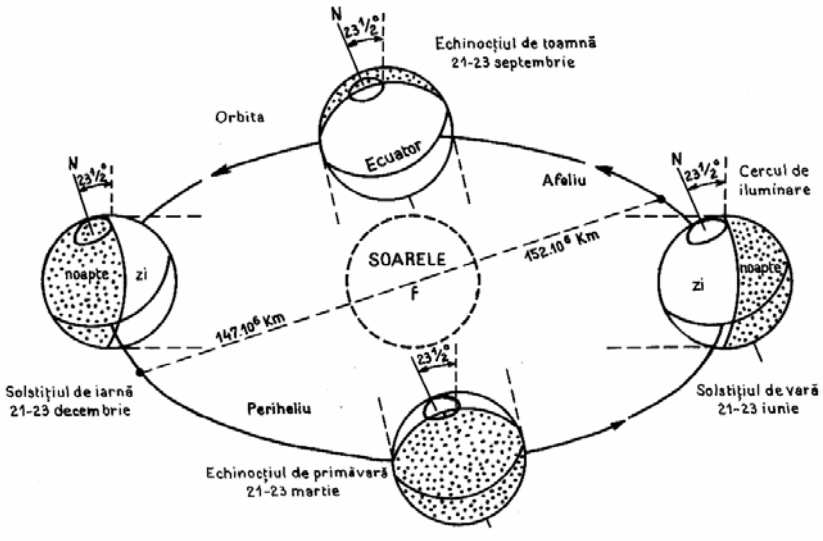

Fig. 3. *Mişcarea de revoluție a Pământului în jurul Soarelui şi iluminarea sa de către Soare*
Sursa: Măhăra, 2001

O altă consecință este dezvoltarea unor *zone de complementaritate climatică*. În afara celor determinate de forma Pământului, înclinarea axei terestre în timpul mişcării de revoluție (valorile diferite ale unghiurilor de incidență ale fasciculului radiativ la cele două echinocții şi cele două solstiții, diferite pe cele două emisfere), diversifică modelul climatic al Terrei. Astfel, se individualizează *zone climatice secundare* ce corespund latitudinilor subecuatoriale, subtropicale şi subpolare, în care oscilează şi convergența sau divergența maselor de aer. Sezonier, aceste regiuni

prezintă caracteristici climatice asemănătoare celor specifice zonelor limitrofe, care se transmit şi determină acelaşi caracter de complementaritate şi celorlalte structuri ale peisajului geografic.

Mişcarea polilor Pământului. Prin deplasarea axei terestre, polii nu au o poziţie fixă, aceasta oscilează în jurul unei poziţii medii, în cadrul unei suprafeţe a cărei rază este de aproximativ 30 m. Cauzele acestei modificări sunt legate de neuniformitatea structurii interne a Pământului, redistribuirea sezonieră a maselor de aer şi de apă în cele două emisfere etc.

Proprietăţile fizice ale Pământului sunt o consecinţă a transformărilor fizice şi chimice ale materiei cosmice din care a luat naştere, dar şi a schimbărilor energetice. Principalele proprietăţi ale acestui mare sistem fizic (geosistem), cu importanţă în geneza climei, sunt următoarele: *gravitaţia, căldura internă, geomagnetismul, electricitatea şi densitatea.*

2.2. **Procesele radiativ-calorice**

Prin procese radiativ-calorice trebuie să înţelegem totalitatea fluxurilor de radiaţii ce străbat atmosfera, a schimburilor şi transformărilor energiei radiante a Soarelui în energie calorică de către suprafaţa activă terestră, distribuite ascendent (încălzirea şi răcirea aerului atmosferic, în special a celui troposferic) şi descendent (încălzirea şi răcirea solului).

Sursa generatoare esenţială a climei geosistemului este reprezentată de *radiaţia solară*, în timp ce radiaţia atmosferică şi cea terestră au o pondere mai mică, uneori neînsemnată, şi care sunt tot un rezultat al sursei principale, Soarele. Energia totală emisă de către Soare este de 6,15 kw/cm², iar energia solară recepţionată de suprafaţa terestră într-o zi şi jumătate reprezintă întreaga cantitate de energie produsă în toate centralele electrice de pe glob în timp de un an (Măhăra, 2001).

Fluxurile de energie radiantă solară ce traversează atmosfera pot fi sub formă de *unde electromagnetice* sau *termice*, care alcătuiesc *spectrul solar* (radiativ sau electromagnetic), corpusculare şi cosmice, a căror importanţă în meteorologie şi climatologie este infimă, comparativ cu a primelor. Undele electromagnetice sunt caracterizate prin *lungime de undă* şi *frecvenţă*, mecanica cuantică asociindu-le particule numite *fotoni*. Din cantitatea totală de radiaţii din atmosferă (emise de sistemul Soare-Pământ-Atmosferă), 99% sunt situate în zona spectrului electromagnetic, cu lungimi de undă (λ) cuprinse între 0,17μ şi 80-100μ, aparţinând celor trei domenii principale: *ultraviolete, vizibile* şi *infraroşii,* şi numai 1% aparţin

microundelor şi undelor radio (la extremitatea energetică inferioară) şi radiaţiilor Röentgen (x şi gamma), la cea superioară. Din acest spectru radiativ, importanţa cea mai mare în geneza climei o au radiaţiile vizibile (luminoase), care ocupă 44% împreună cu cele infraroşii (calorice) cu 48% (fig.4).

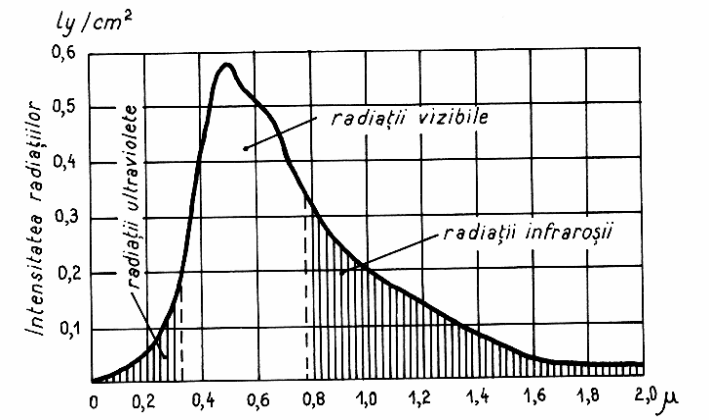

Fig. 4. *Repartiţia energiei în spectrul solar*
Sursa: Stoica, Cristea, 1971

Radiaţia solară se modifică din punct de vedere spectral datorită înălţimii Soarelui deasupra orizontului: la 90°, ponderea cea mai mare revine radiaţiei vizibile (46%) şi celei infraroşii (50%), ultavioletele ocupând numai 4%, iar la 0,5° predomină radiaţia infraroşie (72%), cea ultravioletă lipsind (fig. 5).

Fluxurile radiative cu direcţia Soare → Pământ sunt radiaţii de undă scurtă şi cuprind: *radiaţia solară directă, radiaţia difuză, radiaţia globală* şi *radiaţia reflectată*, iar cele cu direcţia Pământ → Atmosferă sunt considerate de undă lungă şi cuprind: *radiaţia terestră, radiaţia atmosferei* şi *radiaţia efectivă*. Ca urmare a existenţei celor două tipuri de fluxuri direcţionate diferit, se creează un *bilanţ radiativ-caloric* al sistemului Soare-Pământ-Atmosferă, prin care se exprimă diferenţa dintre energia primită şi cedată, dintre aportul şi consumul de căldură la suprafaţa terestră.

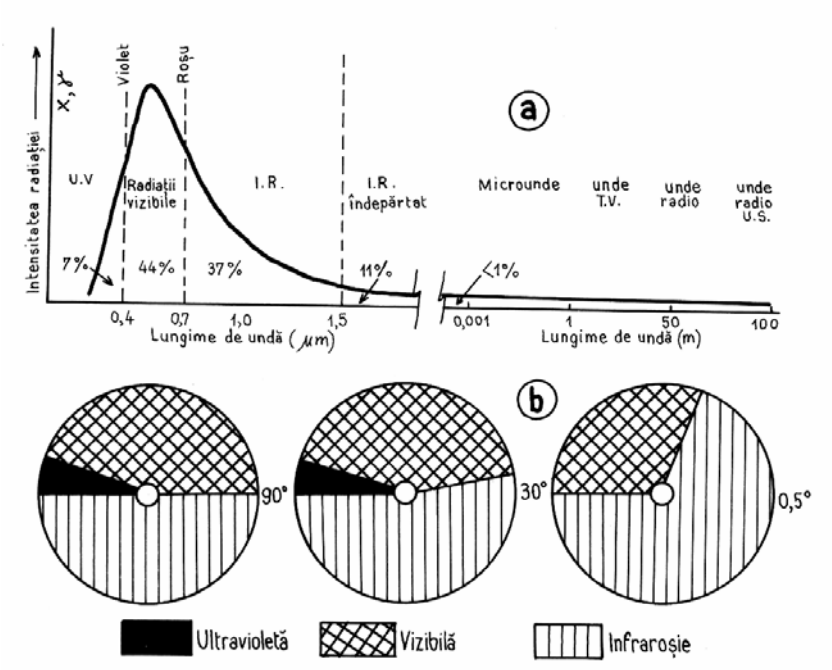

Fig. 5. *Distribuția procentuală a energiei solare în diferite regiuni spectrale* (a); *Repartiția energiei în spectrul solar la diferite înălțimi ale Soarelui deasupra orizontului* (b)
Sursa: Măhăra, 2001

2.2.1. ***Distribuția globală a principalelor componente ale bilanțului radiativ-caloric***

Cunoaşterea caracteristicilor şi legităților conform cărora se realizează repartiția geografică a principalelor componente ale bilanțului radiativ-caloric pe suprafața terestră este deosebit de importantă în climatologie, dar şi pentru alte discipline ale geografiei fizice şi ale ştiințelor umane şi economice. Climatologul rus M. I. Budîko a alcătuit o serie de hărți cu distribuția radiației totale (globale), a bilanțului radiativ al suprafeței terestre, a cantității de căldură consumată în procesul evaporării apei şi a fluxului caloric turbulent.

2.2.1.1. *Distribuţia radiaţiei totale anuale şi în luni caracteristice*

În valori medii, radiaţia totală anuală prezintă un minimum (60 kcal/cm²/an) în regiunile polare şi un maximum (>220 kcal/cm²/an) în cele tropicale, fiind mai bine reprezentată la latitudini medii şi înalte. Între cele două tropice, repartiţia suferă modificări importante, îndeosebi în zona brâurilor de anticicloni subtropicali, unde apar valori de până la 220 kcal/cm²/an în regiunile deşertice din Africa, Peninsula Arabică etc., cu nebulozitate redusă, şi scăzute sensibil în zona ecuatorială, datorită nebulozităţii ridicate. Aceeaşi scădere a radiaţiei globale se manifestă şi în regiunile musonice din cauza variaţiei sezoniere a regimului nebulozităţii (Asia de Sud-Est) şi în cele cu ciclogeneză accentuată (nordul Oceanelor Pacific şi Atlantic) (fig. 6).

În cursul celor două luni caracteristice ale anului (decembrie şi iunie, la solstiţiile de iarnă şi vară), repartiţia intensităţii radiaţiei totale suferă modificări teritoriale, în emisfera sudică în decembrie şi în emisfera nordică în iunie, o zonalitate clară apărând în emisfera nordică în luna decembrie şi în emisfera sudică în luna iunie. În *luna decembrie*, sumele medii cresc în regiunile aride şi semiaride din emisfera sudică (Kalahari, Australia centrală etc.), până la valori de 18-20 kcal/cm^2, cele mai ridicate (20-25 kcal/cm^2) înregistrându-se în Antarctida, datorită predominării regimului anticiclonic cu nebulozitate redusă (fig. 7). În emisfera nordică, este prezentă o zonalitate evidentă, valorile scăzând treptat către Polul Nord. În *luna iunie,* este caracteristică lipsa zonalităţii în emisfera nordică, până aproape de tropicul de sud, aceasta fiind evidentă însă în emisfera sudică, la sud de tropicul Capricornului, unde predomină suprafeţe mari de apă. Cele mai mari valori (>22 kcal/cm^2) sunt specifice deşerturilor din emisfera nordică (Africa, Arabia etc), sumele lunare oscilează între 16 şi 14 kcal/cm^2 la latitudinile medii şi scad până la 12 kcal/cm^2, în apropierea ecuatorului şi pe ţărmurile estice ale Asiei (fig. 8).

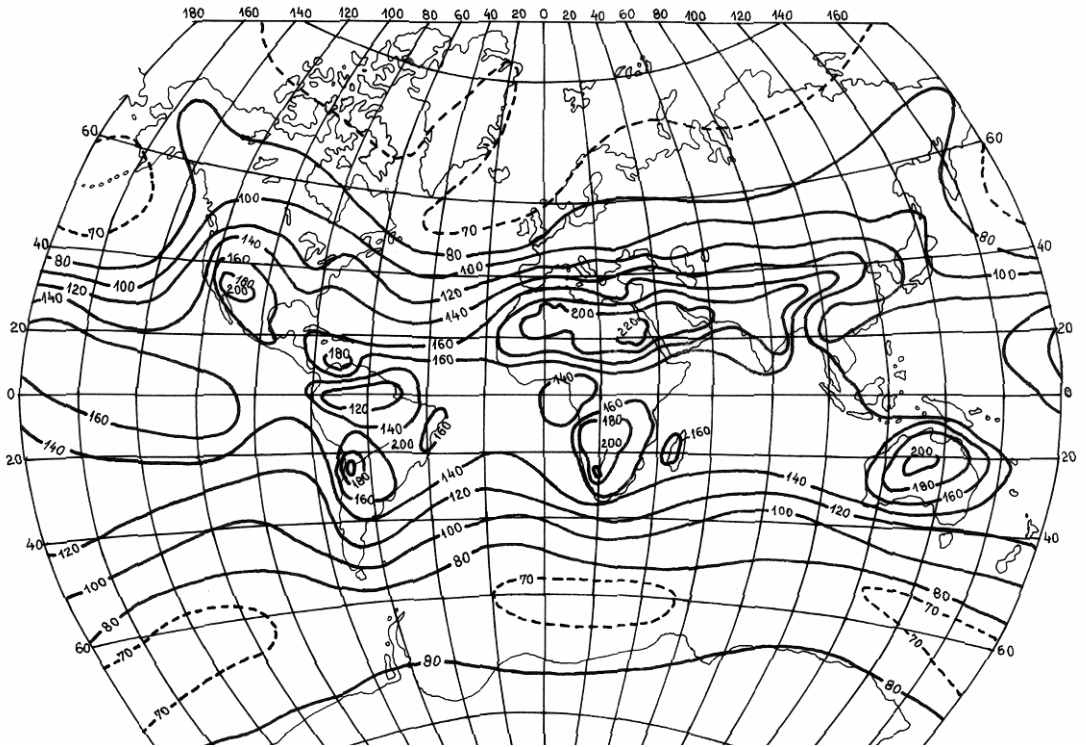

Fig. 6. *Repartiția valorilor medii anuale ale radiației globale* (Kcal/cm^2/an)

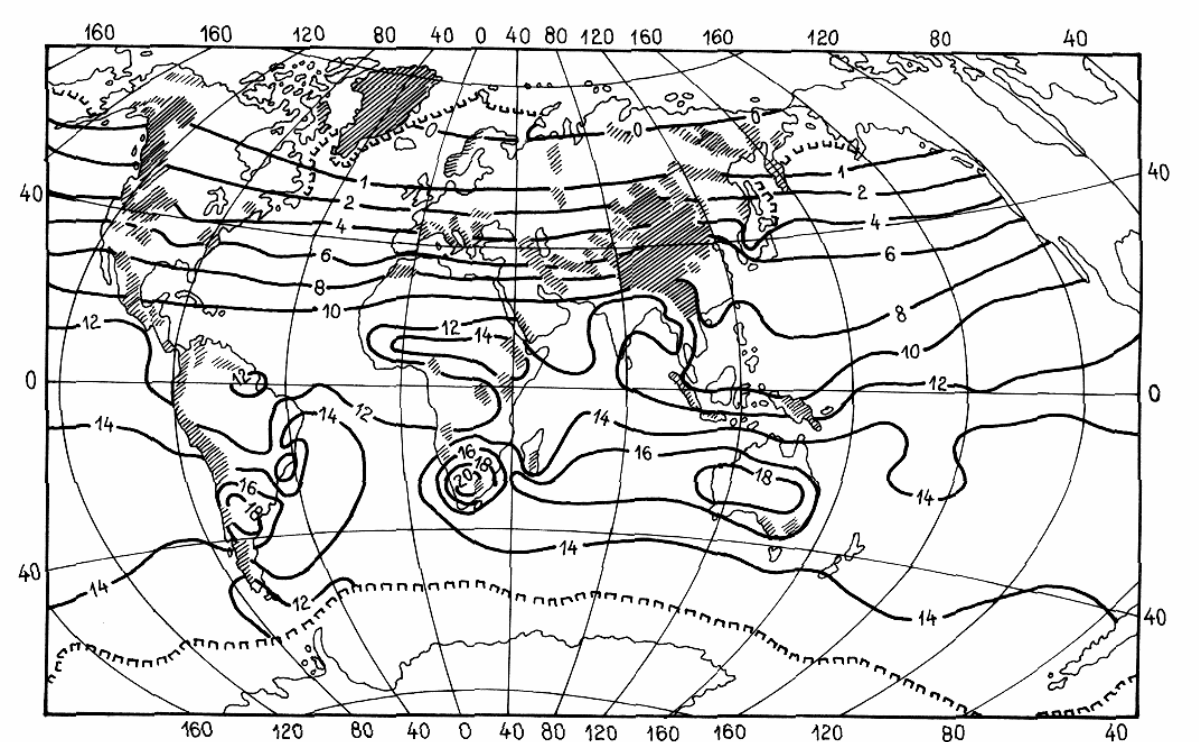

Fig. 7. *Repartiția valorilor medii ale radiației globale în luna decembrie* (Kcal/cm^2/lună)

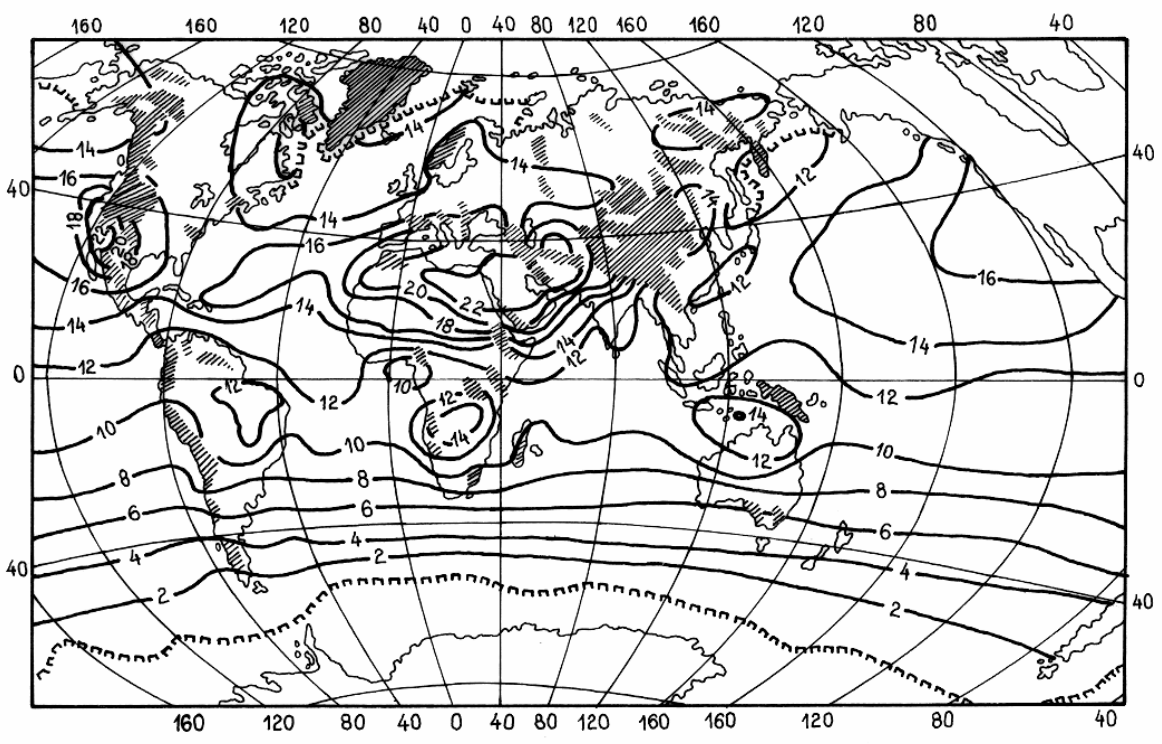

Fig. 8. *Repartiția valorilor medii ale radiației globale în luna iunie*
(Kcal/cm^2/lună)

2.2.1.2. *Distribuţia bilanţului radiativ*

Pentru a se cunoaşte mai bine potenţialul caloric al fiecărei regiuni, trebuie analizată repartiţia geografică a bilanţului radiativ. La aceleaşi latitudini, întotdeauna, bilanţul radiativ al oceanelor este mult mai ridicat, în valori medii anuale (120-140 kcal/cm^2/an), decât al continentelor (80-60 kcal/cm^2/an), unde este mai mare în regiunile umede şi mai mic în cele uscate (fig. 9). Repartizat pe luni, în iunie apar cele mai crescute sume pe suprafeţele oceanice din zona tropicală a emisferei nordice (12-14 kcal/cm^2), iar pe continente aceste sume scad la 8-6 kcal/cm^2, în Mexic, Sahara, Arabia (fig. 10), iar în decembrie este pozitiv între Polul Sud şi paralela de 40° N şi negativ între aceasta şi Polul Nord (fig. 11). Zonalitatea este bine evidenţiată în luna iunie pe suprafeţele oceanice din emisfera sudică, iar în luna decembrie, tot pe acestea, dar în emisfera nordică.

2.2.1.3. *Distribuţia bilanţului caloric*

Căldura rezultată din bilanţul radiativ al suprafeţei terestre este consumată în trei procese importante: *încălzirea aerului prin amestec turbulent*, *evaporarea apei* şi *încălzirea straturilor profunde ale solului* (al cărei rol este neglijabil).

Suprafeţele continentale şi cele oceanice (cu excepţia Antarctidei, Groenlandei şi a unor porţiuni întinse din oceanele arctice şi antarctice) transmit căldură atmosferei prin amestec turbulent. Astfel, în valori medii anuale, fluxul caloric turbulent este pozitiv la suprafaţa terestră şi negativ în regiunile menţionate, unde atmosfera este cea care transferă căldură suprafeţei terestre. În comparaţie cu celelalte componente ale bilanţului radiativ-caloric, mărimea fluxului caloric turbulent deţine aproximativ 10-20% din valoarea lor.

Cantităţile medii anuale de căldură consumate în procesele de încălzire a aerului prin amestec turbulent sunt diferenţiate pe oceane şi continente; relativ reduse pe oceane (20-30 kcal/cm^2/an unde apar curenţii calzi), cu variaţii spaţiale mici, indiferent de latitudine şi ridicate pe continente (maximum 40-60 kcal/cm^2/an în deşerturile subtropicale) (fig. 12).

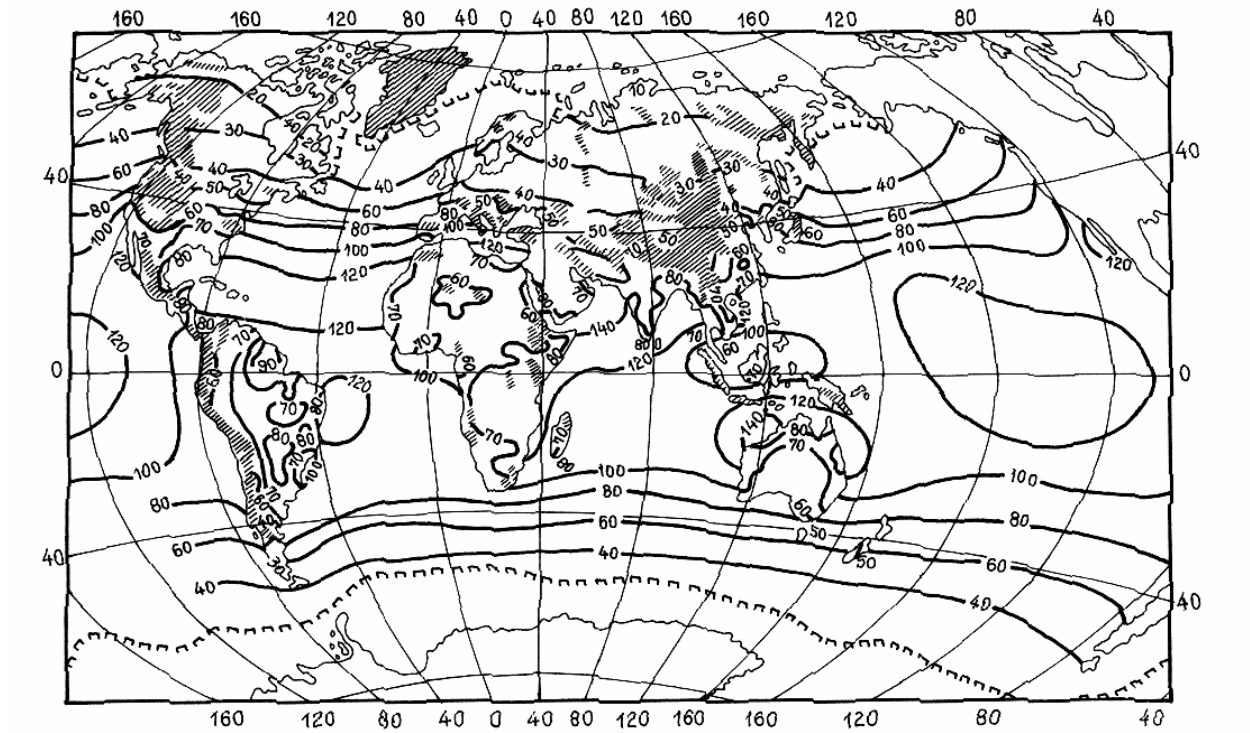

Fig. 9. *Repartiția valorilor medii nuale ale bilanțului radiativ*
(Kcal/cm^2/an)

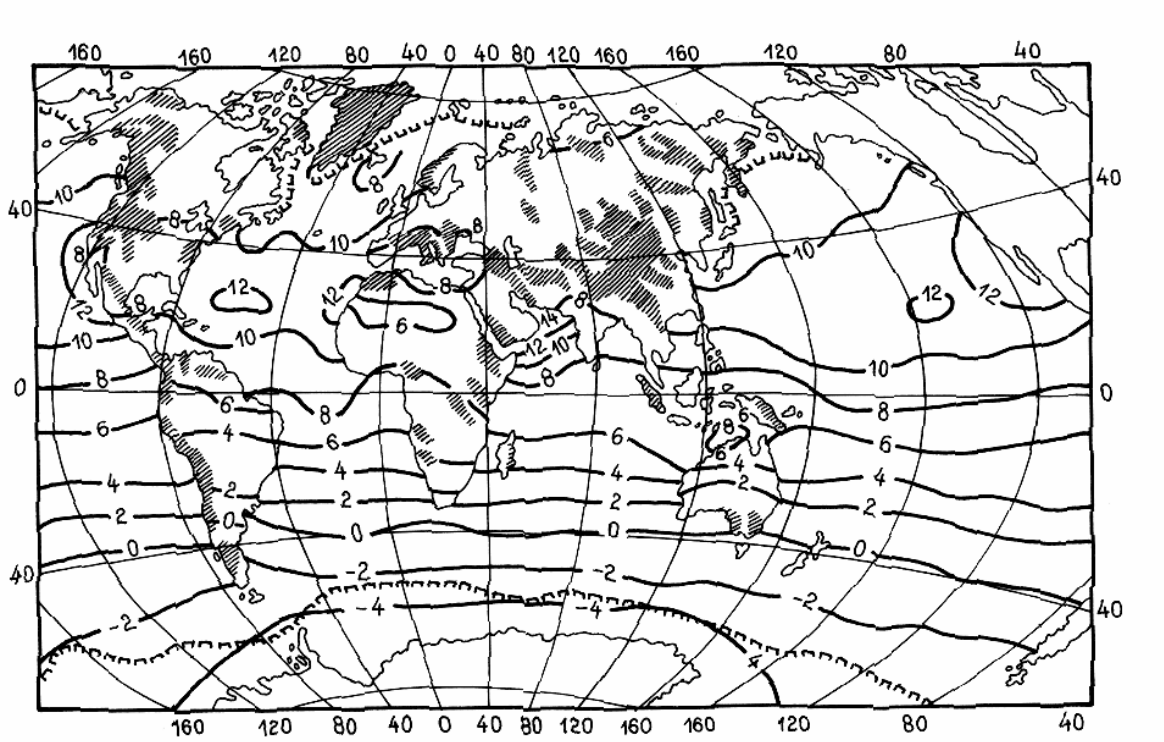

Fig. 10. *Repartiția valorilor medii ale bilanțului radiativ în luna iunie* (Kcal/cm^2/lună)

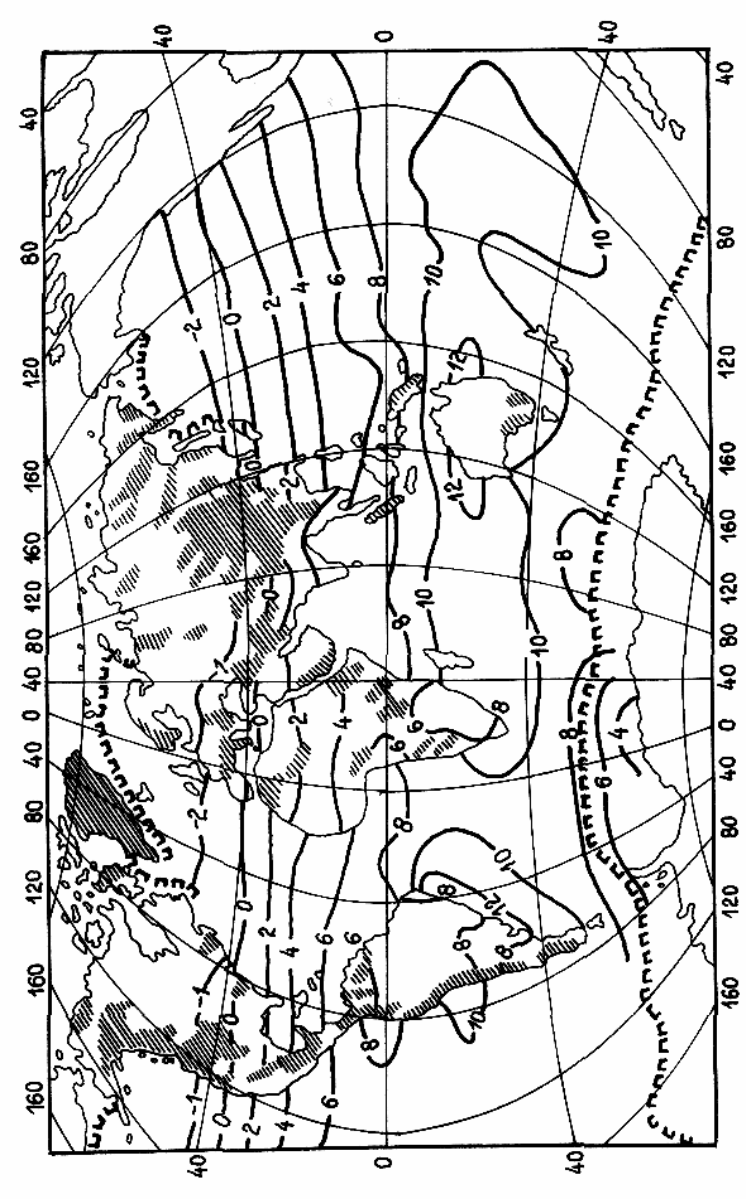

Fig. 11. *Repartiția valorilor medii ale bilanțului radiativ în luna decembrie* (Kcal/cm^2/lună)

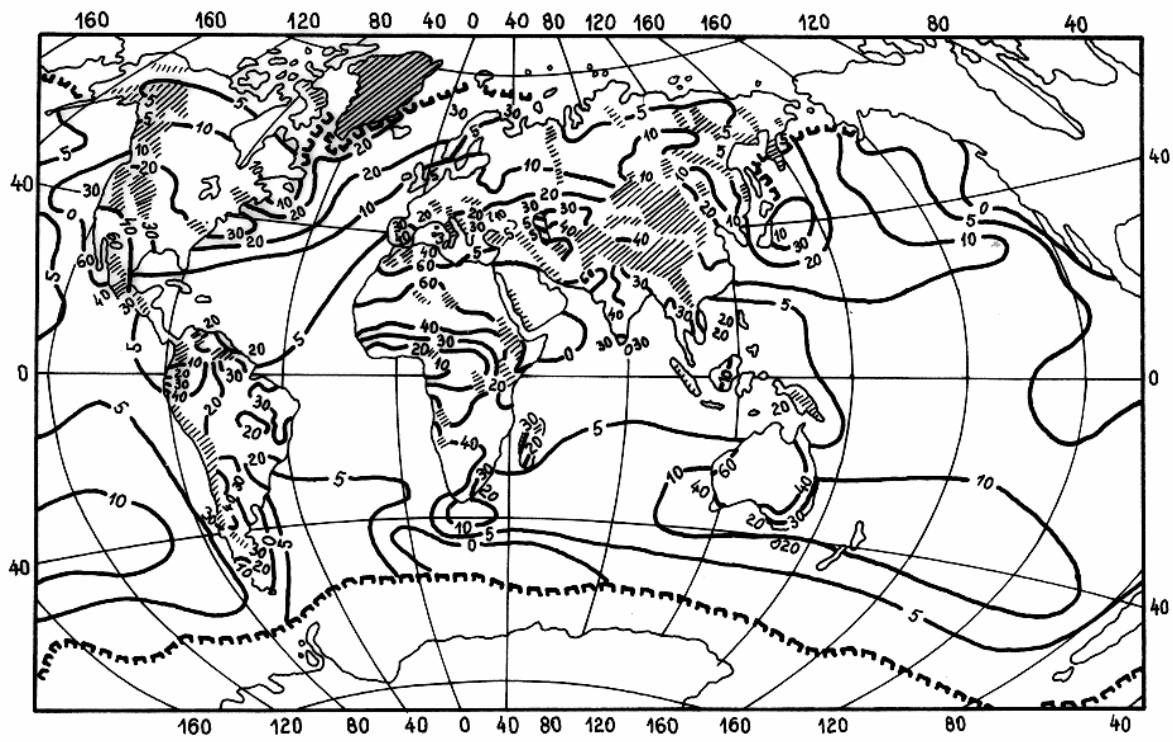

Fig. 12. *Repartiția valorilor medii anuale ale schimbului termic turbulent* (Kcal/cm^2/an)

Repartiția căldurii consumate în procesul de evaporare este neuniformă, azonalitatea fiind mai pronunțată pe continente şi este determinată de mai mulți factori: *prezența curenților oceanici calzi* (unde cantitatea creşte) şi *a celor reci* (unde fenomenul este invers), de *circulația atmosferică*, ce condiționează *regimul vitezei vântului* şi al *deficitului de saturație* a aerului în vapori de apă, gradul de *umiditate a solului*, *tipul de vegetație* etc.

Cantitățile medii anuale de căldură consumate pentru evaporarea apei prezintă cele mai mari valori (120-140 kcal/cm^2/an) pe suprafețele oceanice din zonele tropicale, cu o anumită scădere către ecuator (60-80 kcal/cm^2/an) şi spre zonele extratropicale (80-10 kcal/cm^2/an), din cauza diminuării vitezei vânturilor, micşorării deficitului de saturație şi scăderii radiației globale. Pe suprafața continentelor, aceste cantități de căldură sunt mai reduse, datorită bilanțului radiativ mai scăzut, comparativ cu oceanele, vitezei vântului şi umidității foarte reduse, chiar inexistente a suprafeței evaporante. Cele mai mari valori (peste 60 kcal/cm^2/an), caracterizează regiunile intertropicale umede, cantitățile scăzând treptat către latitudinile mai mari, în zonele polare ajungând la mai puțin de 10 kcal/cm^2/an (fig. 13).

2.3. **Procesele dinamice**

Când vorbim despre procese dinamice la scară globală, ca unul din factorii generatori ai climei, trebuie să avem în vedere sistemul complex al curenților din troposferă, stratosferă şi din mediul oceanic, care prin circulația generală a aerului şi a oceanului planetar produc transferul de presiune, căldură şi umiditate din suprafețele excedentare către cele deficitare, tinzându-se astfel către o anumită echilibrare a diferențierilor ce apar în aerul de la diferite latitudini şi altitudini. Pe fondul circulației generale apar, cu anumite intermitențe, unele forme ale circulației locale, determinate de perturbările zonalității celei dintâi, sub influența marii diversități a suprafeței active subiacente, care complică şi diversifică sistemul general al circulației atmosferice.

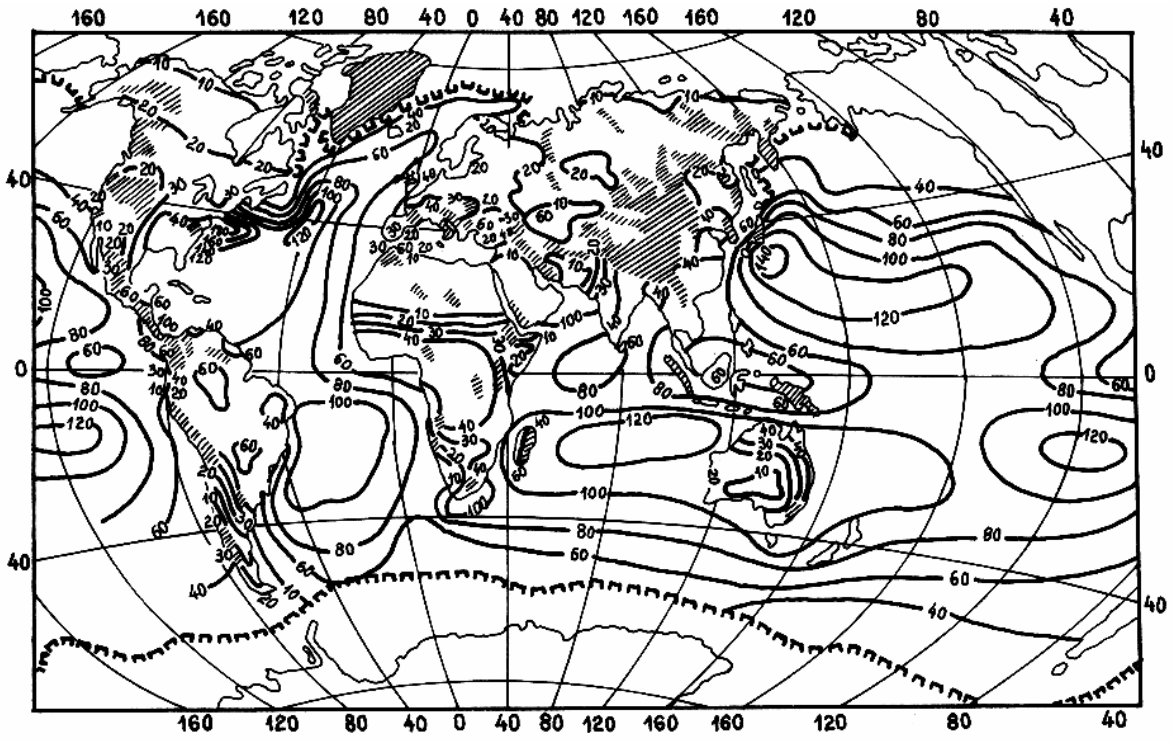

Fig. 13. *Repartiția valorilor medii anuale ale consumului de căldură în procesul evaporației* (Kcal/cm^2 /an)

2.3.1. ***Câmpul sau relieful baric***

Datorită repartiţiei inegale a radiaţiei solare pe suprafaţa terestră, transformarea acestei energii radiante în căldură se produce diferenţiat determinând o repartiţie neuniformă a presiunii atmosferice. Pe hărţile cu izobare[16], sunt puse astfel în evidenţă regiuni de înaltă şi, respectiv, scăzută presiune şi porţiuni intermediare de diferite forme, care alcătuiesc *configuraţia reliefului baric* (fig.14). Formele barice pot fi principale: *minimele* (D) şi *maximele* (M) barometrice (depresiuni sau cicloni şi, respectiv, anticicloni), care reprezintă *centrii de acţiune ai atmosferei,* şi secundare: *talvegul depresionar, culoarul depresionar, dorsala anticiclonică, şaua barometrică, câmpul de presiune uniformă* etc. Pentru repartiţia presiunii atmosferice se întocmesc hărţi reduse la nivelul mării, în valori medii anuale sau pe luni caracteristice, utilizate în climatologie şi hărţi ale distribuţiei zilnice a presiunii, la sol, pe diferite regiuni geografice şi pentru anumite niveluri ale suprafeţelor izobarice (ex.: 500 mb şi 100 mb, cărora le corespund altitudinile de 5.500 m şi 12.000 m), folosite în meteorologia sinoptică, pentru prognoza vremii, numite *hărţi ale topografiei barice*, pe care mai sunt înscrise şi temperatura, umiditatea, direcţia şi viteza vântului.

2.3.1.1. *Distribuţia reliefului baric în troposfera superioară şi stratosferă*

În troposfera superioară şi la baza stratosferei, presiunea atmosferică scade de la latitudinile inferioare spre cele superioare, conform scăderii temperaturii. Peste înălţimea de 4.000 m, la toate nivelurile troposferice, inclusiv la baza stratosferei, distribuţia presiunii atmosferice este orientată latitudinal, iar izobarele sunt aproape paralele. Gradienţii barici cu sens meridianal generează vânturi geostrofice, conform legii barice şi forţei Coriolis, în cele două emisfere pe direcţie vest-est. În fiecare emisferă, începând de la aproximativ 15^0-20^0 până deasupra polilor, aerul din troposfera superioară şi de la baza stratosferei este supus unei mişcări de mari proporţii, cu aspect de ciclon, în jurul suprafeţelor de joasă presiune din zonele polare, formând *sistemul vânturilor geostrofice planetare vestice*. Între cele două dorsale anticiclonice situate la nord şi sud de talvegul depresionar al ecuatorului, gradienţii barici orientaţi către axa acestui talveg antrenează aerul într-un sistem de *curenţi geostrofici de est* (fig. 15).

[16] Linii cu aceeaşi valoare a presiunii atmosferice.

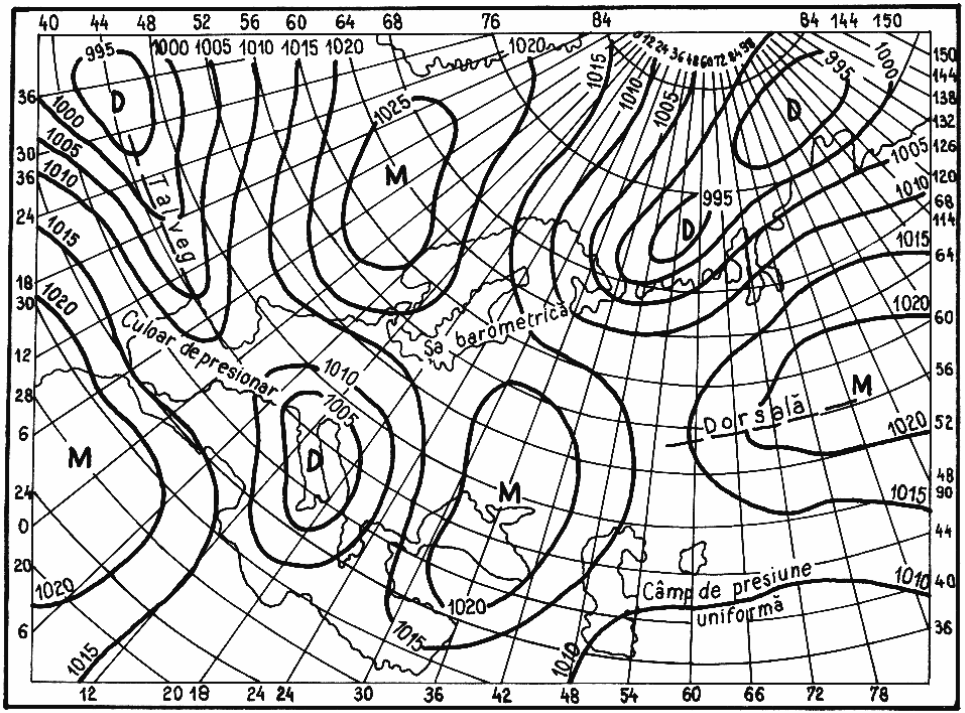

Fig. 14. *Harta reliefului baric*

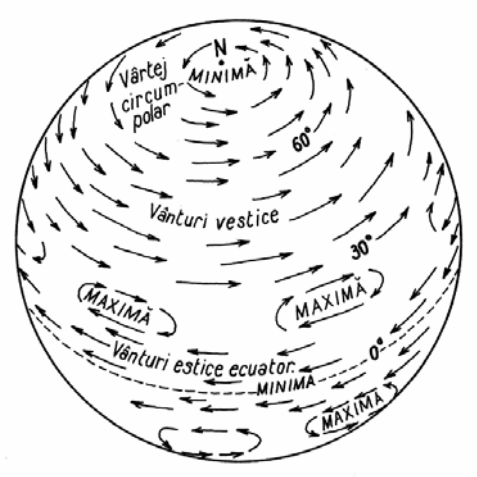

Fig. 15. *Circulația aerului în troposfera superioară*
Sursa: Strahler, 1969

Transportul aerului în cadrul acestor sisteme de vânturi vestice şi estice se face sub forma unor ondulații laterale, de mare ampltitudine (mii de kilometri), care sunt cunoscute în meteorologie şi climatologie ca *undele Rossby*. Propagarea lor are loc de la vest către est şi pot acoperi uneori o întreagă emisferă. Secțiunile verticale meridiane prin troposteră şi hărțile topografiei barice medii multianuale, sezoniere sau pe perioade caracteristice înfățișează zone înguste de maximă concentrare a vânturilor (în special de vest), cu viteze foarte mari (minima 30 m/s, adică 100 km/oră şi maxima 150 m/s, adică 550 km/oră), numite curenți rapizi, jet sau fulger (*jet-stream*). Sunt cunoscuți *curenții jet subtropicali* (30^0-35^0N şi S) şi *curenții jet ai fronturilor polare* (fig. 16), a căror pătrundere în troposfera inferioară, prin mişcări pulsatorii transversale puternice, produce furtuni violente, cu zăpadă abundentă viscolită şi cu scăderea pronunțată a temperaturii aerului (foarte frecvente în S.U.A. şi Canada), unde provoacă mari dezastre materiale şi umane. Au fost evidențiați şi curenți jet în domeniul vânturilor estice din troposfera superioară intertropicală, ale căror trasee, direcții şi viteze sunt mai puțin constante decât a celor vestici. În timpul iernii, din fiecare emisferă, curenții jet se intensifică şi se extind spre tropice, distingându-se şi *curenții jet ecuatoriali.* Cercetările aerologice recente au demonstrat existența

vânturilor geostrofice şi a curenţilor jet în stratosferă, la altitudini de peste 20 km, cu rol important în circulaţia generală a atmosferei.

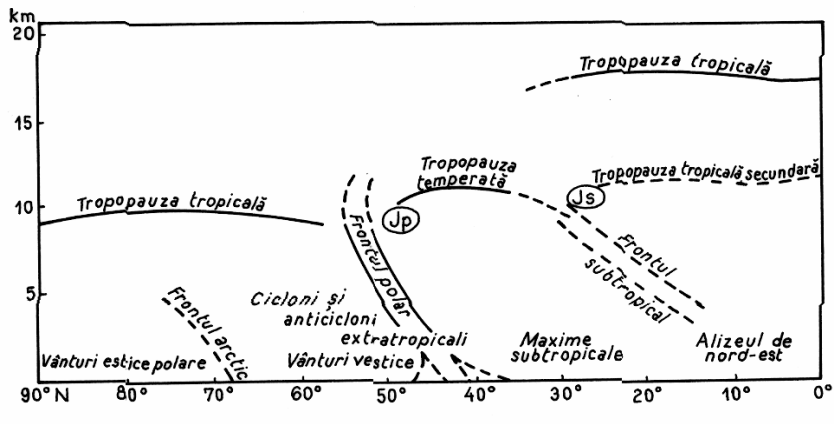

Fig. 16. *Sistemele barice şi sistemele de vânturi în relaţia cu fronturile atmosferice şi curenţii jet*
Sursa: Ciulache, 2002

Mişcările ondulatorii transversale ale curenţilor jet provoacă perturbări masive ale câmpului baric prin redistribuirea maselor de aer, cu consecinţe importante asupra dinamicii atmosferei, până la nivelul suprafeţei terestre. Mişcările ondulatorii ale curenţilor jet se produc simultan cu undele Rossby, care le încorporează de altfel, cresc treptat în amplitudine, atingând maximum de meandrare, moment în care aceste meandre se desprind din curentul iniţial, formând anumite circuite închise (fig. 17). Un meandru desprins către pol capătă o circulaţie de tip anticiclonic, care se transformă apoi în anticiclon prin continuarea mişcării, iar slăbirea forţei Coriolis la latitudinile înalte îi imprimă tendinţa de deplasare spre tropice, iar un meandru desprins de pe latura tropicală a curentului jet, cu o circulaţie a aerului de tip ciclonic, datorită creşterii forţei Coriolis are tendinţa de deplasare spre pol.

Aşa cum s-a afirmat anterior, perturbaţiile barometrice determinate de curenţii jet prezintă o dinamică ce le permite extinderea până la suprafaţa terestră, contribuind în mare măsură la ciclogeneza şi anti-ciclogeneza din troposfera inferioară. Migrarea maximelor şi minimelor barometrice spre tropice şi, respectiv, poli poate sta la originea dinamică a

brâurilor de anticicloni subtropicali, pe toată grosimea troposferei şi a minimelor subpolare din troposfera joasă.

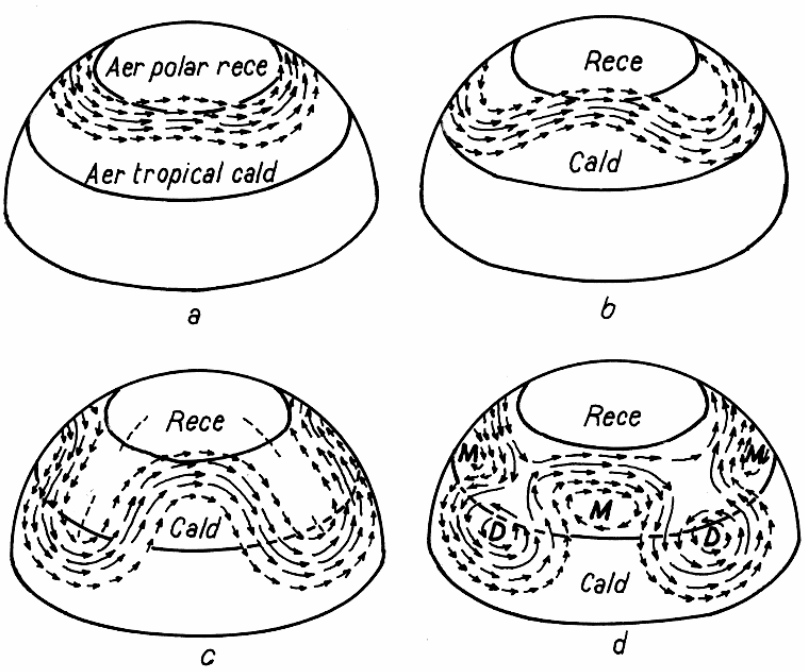

Fig. 17. *Evoluția undelor Rossby pe fluxul vânturilor geostrofice de vest*: a-începutul ondulării curentului jet, b-formarea undelor Rossby; c-amplificarea meandrării undelor; d-formarea celulelor ciclonice de aer rece şi anticiclonice de aer cald
Sursa: Strahler, 1969

S-a remarcat o strânsă corelație între curenții jet şi principalele fronturi climatologice: polare, arctic şi antarctic (foarte bine caracterizate prin gradienți termici orizontali puternici). Gradientul baric crește puternic cu înălțimea, astfel că, în troposfera superioară şi la baza stratosferei, vântul atinge viteze foarte mari, paralel cu frontul principal apărând curenții jet, care se modulează conform devierilor acestuia. În troposfera superioară se delimitează suprafețe frontale planetare, ca o continuare a celor din troposfera inferioară, de care depinde prezența curenților jet.

2.3.1.2. *Câmpul baric în troposfera inferioară şi la suprafaţa terestră*

În troposfera inferioară şi la suprafaţa terestră, repartiţia presiunii atmosferice şi, evident, circulaţia atmosferică sunt mult mai complexe, gradul ridicat de complexitate derivând din caracterul eterogen al suprafeţei active. Datorită încălzirii diferite a acestei suprafeţe, distribuţia presiunii atmosferice prezintă un caracter particular, evidenţiat îndeosebi prin valorile medii ale lunilor extreme: ianuarie şi iulie. Astfel, în *luna ianuarie*, încălzirea permanentă şi intensă, care provoacă mişcări convective puternice, determină menţinerea în zona ecuatorială a unei presiuni coborâte (1.015-1.010 mb şi chiar sub această valoare) în America de Sud, Africa de Sud, Australia şi Arhipelagul Indoneziei, sub forma unui brâu la sud de ecuator, la latitudinea de 15°, în timpul verii australe. La sud şi nord de ecuator, presiunea creşte, atingând valori ridicate la latitudinile de 30-35° (subtropicale), unde există două brâuri anticiclonice, în care se ating peste 1.020 mb. Pe oceane apar nuclee bine individualizate, a căror presiune oscilează între 1.019 mb şi 1.021 mb, constituind anticiclonii subtropicali: *Azorelor, Hawaii* (în emisfera nordică) şi *Sud-Atlantic, Sud-Indian, Sud-Pacific* (emisfera sudică). La sud şi nord de brâurile de maxime subtropicale, presiunea atmosferică scade continuu, formându-se mari arii depresionare. În emisfera nordică se conturează două: cea care ocupă în întregime suprafaţa Atlanticului de Nord, de la insula Terra Nova până la Marea Norvegiei, cu centrul în zona Islandei (minima islandeză, cu o presiune medie de 997 mb), şi a doua, cu extindere peste bazinul Oceanului Pacific de Nord, între Asia de Nord-Est şi Alaska, având centrul în zona Insulelor Aleutine (minima Aleutinică, cu o presiune medie de 1.000 mb). Prezenţa acestori centri barici puternici deasupra oceanelor este determinată de o intensă activitate ciclonică în timpul iernii. În emisfera sudică, apare un brâu de presiune scăzută deasupra oceanului din jurul continentului antarctic, peste latitudinea de 50°, a cărui valoare medie oscilează în jurul valorii de 990 mb.

Pe suprafeţele continentale, datorită proceselor de răcire intensă din timpul iernii boreale, se formează arii vaste cu presiune ridicată. În Asia apare Anticiclonul Asiatic sau Siberian, la latitudini de 40-60°, al cărui centru se află în Podişul Mongoliei, la sud de Lacul Baikal, unde presiunea atmosferică atinge, în medie, 1.035-1.040 mb. În America de

Nord, la aceleaşi latitudini se formează Anticiclonul Canadian, al cărui centru se află în provincia Manitoba, cu o presiune medie de 1.021 mb. În Arctica şi Antarctida, către zona polilor, presiunea atmosferică medie este mai ridicată, comparativ cu zona subpolară, din considerente termice. În cadrul topografiei barice multianuale, anticiclonii arctici sunt mai slab evidenţiaţi, din cauza frecvenţei ridicate a ciclonilor mobili (doar în partea centrală a Groenlandei presiunea atinge 1.010 mb), în timp ce anticiclonii antarctici sunt bine individualizaţi, cu toată complexitatea barică determinată de altitudinile mari şi temperaturile foarte coborâte (fig. 18).

Repartiţia câmpului de presiune medie din *luna iulie* este total diferit de cel din luna ianuarie. La ecuator se află o zonă de minimă presiune, care apare uşor deplasată către nord, spre ecuatorul termic. În emisfera nordică, la suprafaţa continentelor puternic încălzite, până la latitudinea de 30°, se conturează centre de minimă presiune: în Asia de Sud, deasupra Podişului Iran şi a Câmpiei Indo-Gangetică; în Africa, aria depresionară a Saharei de Sud-Est continuată peste Peninsula Arabiei până la Câmpia Mesopotamiei şi legată de centrul sud asiatic, cu valori medii de 1.000 mb. În America de Nord se dezvoltă minima depresionară delimitată de izobara de 1.010 mb, în zona Podişului Marelui Bazin şi a Podişului Mexicului (minima mexicană). În dreptul continentelor, aceste minime barometrice întrerup brâul subtropical de presiune ridicată. Deasupra oceanelor se menţin centrele anticiclonice principale, Azore şi Hawaii, cu valori mai ridicate (1.025 mb) decât în luna ianuarie şi deplasate spre nord. În zona subpolară, Minimele Islandei şi Aleutinelor scad ca intensitate (în ciclonul islandez, valoarea medie este de 1.009 mb, iar cel aleutinic nu se mai evidenţiază, datorită activităţii ciclonice slabe de vară). În regiunea polară arctică, deasupra Groenlandei de Est se evidenţiază un centru de maximă presiune (cu valoare medie de 1.015 mb), din cauza răcirii aerului deasupra calotei de gheaţă şi diminuării activităţii ciclonice din zona Islandei. În emisfera sudică se intensifică şi se extinde latitudinal brâul anticiclonic subtropical de pe oceane, care se leagă cu maximele de pe continente (Africa, Australia), ca urmare a răcirii din timpul iernii australe. Brâul continuu al minimelor barice subpolare din jurul Antarctidei se intensifică datorită activităţii ciclonice intense. Deasupra Antarctidei, se menţine şi chiar intensifică maxima barometrică prin scăderea continuă a temperaturii (fig. 19). Din compararea celor două hărţi se observă neuniformitatea repartiţiei presiunii atmosferice în emisfera nordică, faţă de cea sudică, unde izobarele au un caracter aproximativ rectiliniu, datorită predominării marilor suprafeţe acvatice.

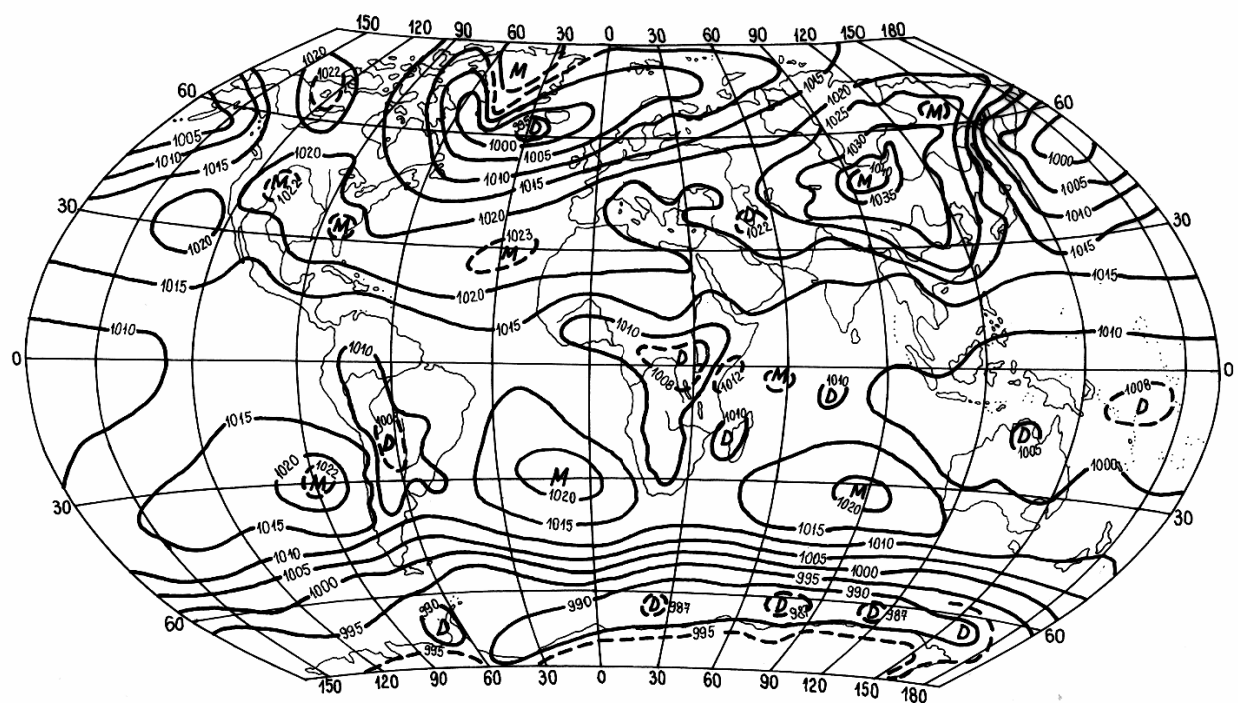

Fig. 18. *Repartiția medie a presiunii atmosferice pe suprafața terestră la nivelul mării, în luna ianuarie* (mb)

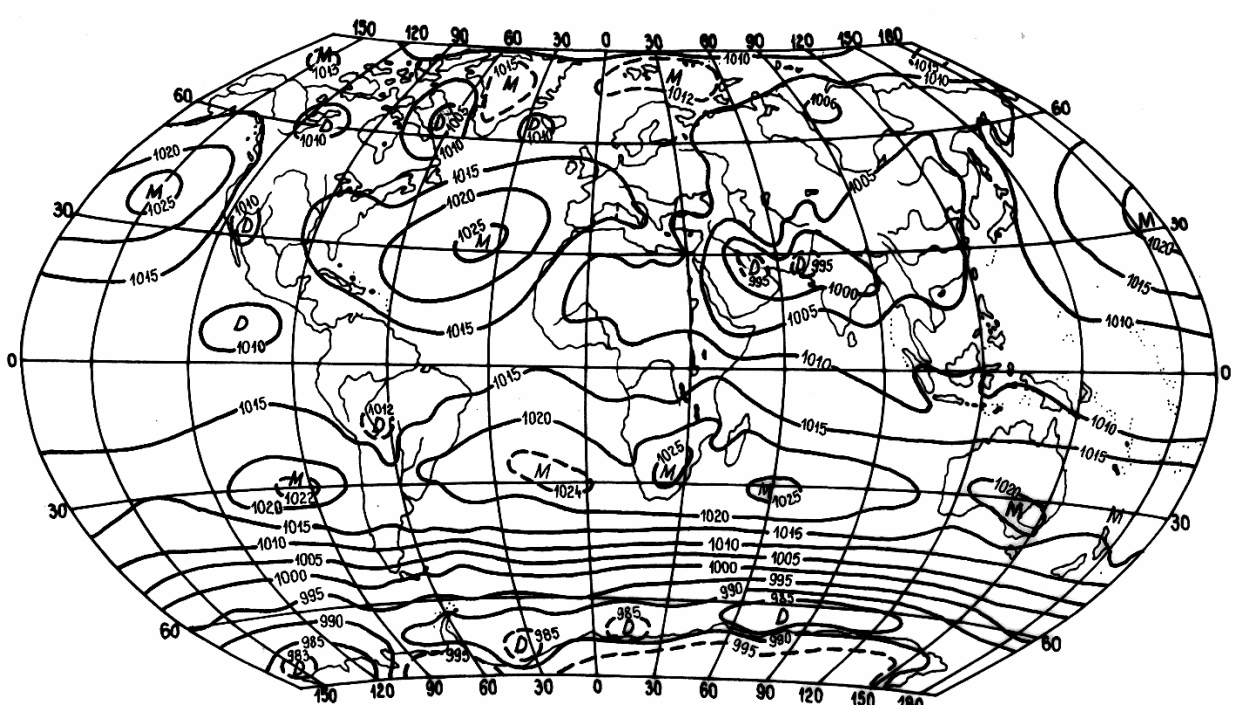

Fig. 19. *Repartiția medie a presiunii atmosferice pe suprafața terestră la nivelul mării, în luna iulie* (mb)

2.3.2. *Circulația generală a aerului troposferic*

Distribuția geografică inegală a presiunii atmosferice, în general, şi a presiunii aerului troposferic, în particular, generează un sistem complex de mişcări ale aerului, dinspre zonele cu presiune ridicată către cele de joasă presiune, conform gradientului baric orizontal. Ținându-se cont de forța de frecare datorată neomogenității globului terestru şi de forța Coriolis datorată mişcării de rotație, acest sistem, cunoscut sub denumirea de circulație generală a atmosferei, este alcătuit din câte trei celule pentru fiecare emisferă, între care există strânse legături (fig. 20).

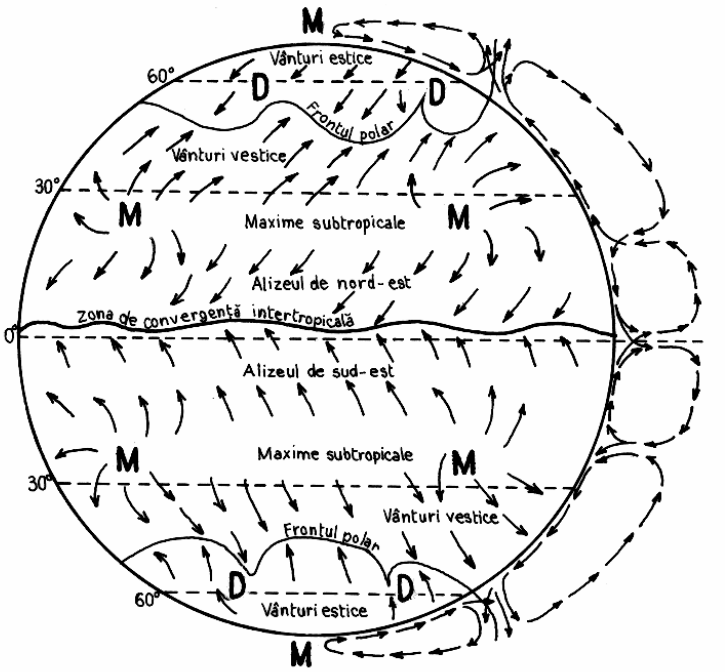

Fig. 20. *Celulele de bază ale circulației atmosferice generale*
Sursa: Ciulache, 2002

Deoarece majoritatea factorilor meteorologici de care depind viața şi activitatea umană de pe Terra se produc în cadrul primului strat vertical al atmosferei – troposfera –, cunoaşterea circulației aerului troposferic

apare deosebit de importantă în descifrarea fenomenului climatic, a modificărilor principalelor elemente meteorologice şi a particularităţilor climatice din diferite cauze care, alături de alte procese fizice, generează clima unei anumite regiuni.

Cauzele principale ale circulaţiei aerului în troposferă sunt: *valoarea gradientului baric* orizontal şi vertical datorată diferenţelor de presiune, *forţa Coriolis* datorată mişcării de rotaţie a Pământului, *forţa de frecare* datorată configuraţiei reliefului, *forţa centrifugă* datorată mişcărilor curbilinii din cadrul formaţiunilor barice ciclonale şi anticiclonale. Prin intermediul circulaţiei aerului troposferic se produce deplasarea de la o regiune la alta a unor mase de aer cu proprietăţi fizice diferite, care întreţin schimburile permanente, periodice şi accidentale de căldură şi umiditate şi provoacă modificarea substanţială a valorilor şi regimurilor diferitelor elemente meteorologice şi a trăsăturilor climatice, determinate de ceilalţi factori generatori ai climei.

Circulaţia generală a aerului troposferic reprezintă aşadar: *ansamblul mişcărilor pe care le execută particulele de aer troposferic în cadrul schimburilor permanente de căldură, masă, umezeală şi impuls, dintr-o regiune geografică în alta, în scopul echilibrării termice şi barice la scară planetară* (Ecaterina Ion-Bordei şi Simona Căpşună, 2000).

Complexitatea circulaţiei aerului troposferic este demonstrată şi de faptul că numeroşi oameni de ştiinţă au fost atraşi de acest subiect, existând în istoria cunoaşterii meteorologiei şi climatologiei numeroase teorii, ipoteze, scenarii, modele de circulaţie globală, de cele mai multe ori, mult simplificate faţă de ceea ce se petrece cu adevărat în natură, problema în ansamblul ei nefiind elucidată în totalitate până în prezent. Este însă cunoscută cu precizie dependenţa dintre circulaţia aerului troposferic de la suprafaţa terestră şi cea a aerului din straturile superioare ale atmosferei, care sunt generate de forţe fizice diferite, dar care se condiţionează reciproc.

Principalele direcţii de orientare în ceea ce priveşte circulaţia generală a aerului troposferic sunt:

- *concepţia unicelulară a schimburilor de aer dintre Ecuator şi Poli*;
- *concepţia tricelulară* a aceloraşi schimburi;
- *teoria Leroux*, care înlocuieşte rolul principal al „hornului ecuatorial" sau al „brâului anticiclonic tropical", din primele concepţii, cu cel al nucleelor anticiclonice mobile direcţionate dinspre cei doi poli spre tropice, prin alunecare meridianală, sau a AMP[17]-urilor.

[17] Anticicloni Mobili Polari.

2.3.2.1. *Teoria circulației unicelulare a aerului troposferic*

A fost dezvoltată de Halley încă din anul 1689 şi preluată şi îmbunătățită ulterior de către Hadley în 1735, Ferrel (1856) şi O'Berbeck (1886), toți concepând mişcarea aerului într-un circuit meridianal vertical, având o ramură ascendentă la Ecuator şi două descendente la Poli.

Se bazează pe teoria „hornului ecuatorial", care presupune ascendența aerului din zona ecuatorială prin procese de convecție termică, în urma încălzirii puternice a suprafeței active şi descendența lui în zonele polare, realizându-se, astfel, un circuit permanent. Acesta ar fi cauza formării vânturilor regulate numite *alizee*, care bat la suprafața oceanelor şi a continentelor dinspre nord-est spre sud-vest în emisfera nordică şi dinspre sud-est către nord-vest în emisfera sudică (datorită devierii lor în urma acțiunii forței Coriolis) şi a *contraalizeelor* de sens invers (care însă nu au fost demonstrate în urma cercetărilor moderne), în troposfera liberă, până la limita ei superioară, tropopauza (fig.21).

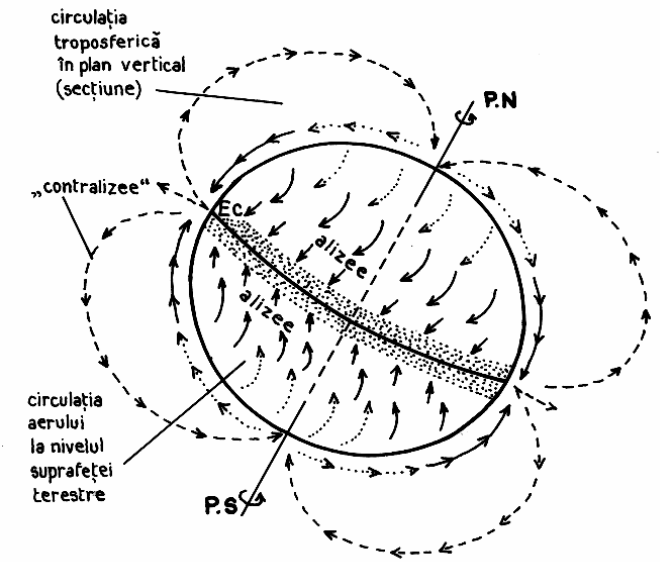

Fig. 21. *Schema circulației troposferice unicelulare*
Sursa: Bordei, Căpşună, 2000

2.3.2.2. *Teoria circulației tricelulare a aerului troposferic*

Concepția circulației tricelulare a fost elaborată, fundamentată din punct de vedere fizico-matematic şi experimentată la scară redusă de către fizicianul francez C.G. Rossby, în anul 1941, şi dezvoltată pe latura de aplicabilitate practică în aerosinoptică de către Palmen, în 1951. Această teorie se bazează pe ideea existenței a trei celule închise de circulație între Ecuator şi Poli, şi anume:

- *Celula Hadley* – formată între zona calmului ecuatorial, unde predomină mişcările ascendente ale aerului, şi zona brâului anticiclonic tropical, unde sunt frecvente mişcările descendente ale aerului. De la periferia sudică a anticiclonilor tropicali (M) se formează vânturile permanente de nord-est, *alizeele*. În troposfera înaltă din cadrul acestei celule se formează *contraalizeele*, vânturile pereche, de sens invers, care completează inelul de circulație continuă;

- *Celula Ferrel* – existentă între brâul anticiclonilor tropicali şi partea caldă a ciclonilor de la latitidini temperate (Islandez şi Aleutin, cu derivațiile lor). În cadrul acestei celule, aerul cald acumulat permanent prin mişcările descendente continui de la tropice, în cadrul brâului anticiclonic, se deplasează orizontal în sectorul extratropical. Particulele de aer cald deplasate către zone geografice mai reci vor avea energia necesară ascensionării noilor suprafețe întâlnite de la latitudinile temperate. Aerul cald provenit de la tropice este completat cu cel local, încălzit prin continentalizare. Mişcarea ascendentă a aerului caracterizează sectoarele calde ale ciclonilor extratropicali (subpolari sau de latitudini temperate), cicloni care iau naştere, se dezvoltă şi se sting în cadrul unor cicluri succesive pe linia paraleleor de 50º-60°N şi S. În troposfera superioară, celula Ferrel este închisă prin ramura nord-sud, care alimentează sectorul descendent al primei celule Hadley, şi rămâne deschisă într-o anumită porțiune pentru a se putea lega de celula a III-a. După cum se observă, în celula Ferrel, un rol major îl are factorul dinamic şi nu cel termic, ca în cazul celulei Hadley;

- *Celula polară* – are rolul de cuplare a anticiclonului rece de calotă polară cu partea caldă a ciclonilor extratropicali, care este alimentat prin transferul aerului cald de la periferia brâului de anticicloni tropicali. Această celulă are rolul de asigurare a echilibrului baric al latitudinilor temperate.

Circulația generală a aerului troposferic, conform acestei teorii, demonstrează că la latitudinile temperate (30º-60° N şi S) se întâlnesc mase de aer cu proprietăți termice opuse, formate din particule de aer cu origini diferite aparținând anticiclonilor din brâul tropical cald şi anticiclonilor de calotă polar-nordică. Prin întâlnirea acestor mase de aer se formează ciclonii latitudinilor temperate (fig. 22).

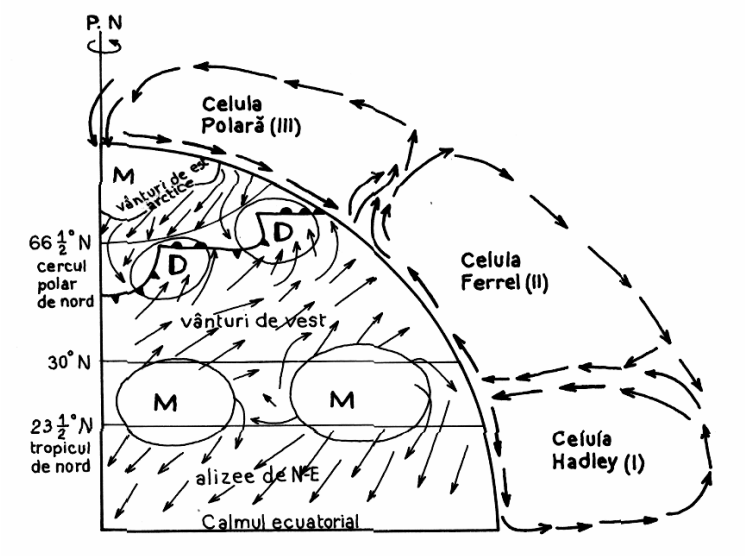

Fig. 22. *Schema circulației troposferice tricelulare*

2.3.2.3. *Teoria Leroux*

Este o teorie recentă, elaborată de profesorul Marcel Leroux de la Universitatea Lyon 3, Franța, în perioada 1993-1999, care dă o orientare nouă asupra circulației troposferice globale. Acesta consideră ca responsabile de întreaga circulație a aerului calotele de gheață polare, care reprezintă adevărate rezervoare de energie termică negativă, deasupra cărora se cantonează aerul rece, care intră apoi într-o dinamică permanentă, fără a neglija însă rolul încălzirii diferențiate a suprafeței active în funcție de energia radiantă solară. El consideră că circulația generală a aerului în straturile inferioare ale atmosferei este o consecință firească a radiației solare, a distribuției inegale a acesteia pe suprafața terestră, care

declanşează schimburi meridianale de aer dinspre cele două surse reci către o sursă caldă în mijlocul căreia se află Ecuatorul Meteorologic, care constituie axa de simetrie a circulaţiei generale în troposferă (fig. 23). După Leroux, deficitul termic de la Poli antrenează în sistemul global Anticiclonii Mobili Polari, motorul principal al circulaţiei generale a aerului, prin intermediul cărora aerul rece polar se deplasează către Tropice, determinând dislocarea aerului cald din spaţiul intertropical în plan vertical, ascensional, dar şi orientarea lui spre Poli, pe la marginea AMP-urilor. Autorul nu neglijează nici rolul orografiei continentelor (masivele muntoase peste 7.000 m altitudine), care imprimă acestor formaţiuni barice traiectorii bine delimitate şi aglomerarea unor anticicloni mobili succesivi, la distanţă mare, atât temporală, cât şi spaţială de locul şi momentul desprinderii lor din anticiclonul de calotă polară, în funcţie de viteza de deplasare specifică fiecărui AMP.

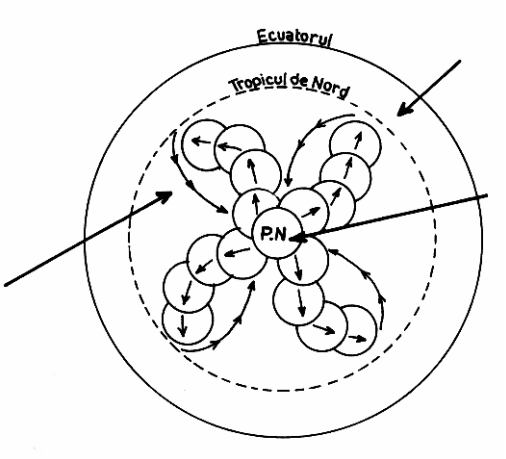

Fig. 23. *Schema pulsaţiilor succesive de aer rece polar sub forma AMP-urilor care alimentează brâurile anticiclonale tropicale*

În teoria lui Leroux, brâul anticiclonic tropical este determinat de însăşi AMP-urile aglomerate (aglutinate) – AA – la distanţe mari de calotele polare originare, prin tropicalizarea treptată a maselor de aer cuprinse în aceştia, care la rândul lor reprezintă cauza permanenţei şi intensităţii alizeelor şi musonilor (fig. 24), care în teoria tricelulară erau atribuite funcţionării celulei Hadley. Ciclonii extratropicali sunt cei care echilibrează bilanţul termic al sistemului suprafaţa terestră-atmosferă, în cadrul circulaţiei aerului în troposferă. Autorul acordă reliefului major al

globului un rol important asupra circulației aerului în troposferă, acesta putând să delimiteze unități de circulație (în spațiul atlantic, indian etc.), sau să producă transferuri de aer, menționând rolul de bariere orografice ale lanțurilor de munți înalți, care nu pot fi traversați de aerul rece şi dens al AMP-urilor, dar şi a celor de mai mică importanță, care permit circulația aerului reîncălzit. În această teorie, zonele de alternanță a alizeului şi musonului sunt determinate de pozițiile extreme sezoniere ale Ecuatorului Meteorologic (EM), mediate între decembrie şi februarie şi între iulie şi septembrie.

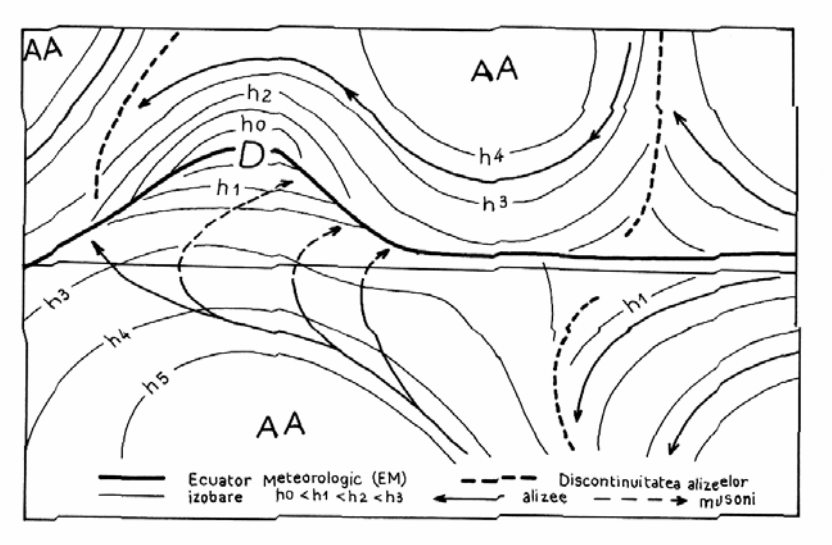

Fig. 24. *Câmpul de presiune şi vânturile în zona oceanică tropicală*
Sursa: Leroux, 1996

În teoria sa, Leroux acordă factorului geografic un rol primordial în delimitarea domeniilor de circulație, bine individualizate în straturile inferioare ale troposferei, pe cele două emisfere meteorologice (câte trei în fiecare emisferă). Astfel, *în emisfera nordică,* diferențiază domeniile: America de Nord şi Centrală-Atlanticul de Nord-Europa Occidentală, Europa de Nord şi Centrală-Asia Occidentală-Africa Septentrională-Arabia, Asia Orientală-Pacificul de Nord. *În emisfera sudică* conturează domeniile: America de Sud Orientală-Atlanticul de Sud-Africa Occidentală şi Centrală, Africa Australă şi Orientală-Oceanul Indian-Australia şi Australia Orientală-Pacificul de Sud-America de Sud Occidentală.

2.3.2.4. *Circulația generală a troposferei conform teoriei Leroux*

În anul 1999, autorul a propus o schemă a circulației aerului în troposfera joasă, a cărei complexitate de natură geografică şi termică este atenuată cu înălțimea, astfel că, în troposfera medie şi înaltă, o dată cu scăderea densității aerului, se dezvoltă numai curenții vestici extratropicali şi estici tropicali, sub formă de jeturi la nivelul tropopauzei (fig. 25).

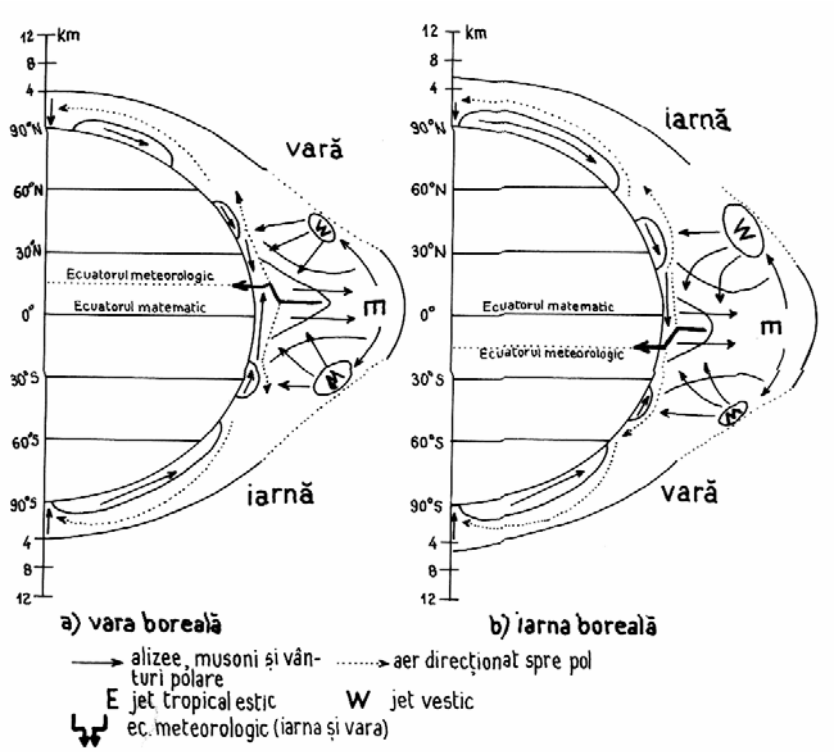

Fig. 25. *Circulația sezonieră a aerului troposferic*
Sursa: Leroux, 1996

Deasupra zonelor cu intensă activitate convectivă se formează o succesiune de nuclee de accelerație, care individualizează un culoar de flux vestic (jetul vestic sau polar) şi un jet subtropical format din zona Tropicelor şi direcționat sud-vest în emisfera nordică. Această circulație este însoțită de pătrunderea profundă a unui AMP în zona tropicală, care are rolul de

întărire a curentului vestic de altitudine. Punctul de pornire a schimburilor meridianale ale aerului se află la Poli, de unde aerul rece este permanent pompat prin intermediul anticiclonilor polari mobili, care formează succesiuni de anticicloni aglomerați, care intră în circulația aerului din zona tropicală. Revenirea aerului cald către Poli are loc pe fața anterioară a AMP-urilor, transferul de aer realizându-se orizontal în troposfera joasă înainte de a se orienta în direcția Polilor, pe deasupra AMP-urilor.

În sectoarele de intersectare a fluxurilor de aer diferite se produc schimburi verticale puternice datorate disclocării aerului cald de către aerul dens al AMP-urilor. Ele sunt specifice fiecărei emisfere şi se manifestă prin talveguri de altitudine: în emisfera nordică, de exemplu, unul se formează peste estul Americii de Nord, al doilea peste estul Asiei, iar al treilea peste Europa Centrală, exact deasupra traiectoriilor clasice ale AMP-urilor. Regiunilor cu transferuri verticale puternice le corespund anumite accelerații în jetul vestic, ale cărui viteză şi direcții nu sunt constante. De la o aglomerare anticiclonică (AA), aerul se poate întoarce spre Poli sau poate fi antrenat într-o mişcare ascendentă de-a lungul Ecuatorului Meteorologic, care alimentează jetul Estic Tropical. În zona tropicală, această ascendență determină creşterea presiunii la nivelurile superioare, care impulsionează circulația în direcția Polilor. Datorită forței geostrofice şi legilor mecanicii imprimă curenților ascendenți din zona intertropicală să coboare cu o viteză destul de mare către suprafața solului. Astfel, descendența aerului reînchide celulele Hadley deasupra aglomerărilor anticiclonice aflate în straturile joase. După Leroux, fluxul descendent poate fi dirijat spre două direcții: una către zona tropicală, unde formează stratul superior al unui alizeu care se întoarce spre Ecuatorul meteorologic în straturile medii, şi a doua către zonele temperată şi polară, pe deasupra circulației polare din straturile joase, reînchizând circuitul la cei doi poli.

Schimburile de aer din cadrul troposferei prezintă *variații sezoniere* în funcție de mişcarea Soarelui. În fiecare emisferă meteorologică, în timpul iernii, deficitul termic polar determină creşterea intensității AMP-urilor şi a AA-urilor, circulația aerului fiind intensificată în ambele sensuri (Poli-Tropice-Poli). Dinamica accentuată a aerului extinde emisfera de iarnă în detrimentul celei de vară. În această emisferă, deficitul termic polar este cauzat de slăbirea AMP-urilor şi AA-urilor, producându-se o deplasare generală a AMP-urilor şi AA-urilor către Pol

şi o încetinire a Jetului vestic. Ecuatorul meteorologic are două structuri: una înclinată, în straturile joase, care suprapune un alizeu peste un muson, şi una verticală, în straturile medii, unde Leroux crede că ar fi nivelurile superioare ale alizeelor de nord şi sud.

În funcție de anotimp, deplasarea generală a aerului troposferic se produce spre sud în emisfera boreală şi spre nord în emisfera australă. În perioadele de tranziție se stabileşte pentru scurt timp un echilibru între dinamismul celor două emisfere meteorologice. În iarna australă, datorită deficitului termic accentuat, emisfera australă suportă o extindere, cauzată şi de existența depresiunilor termice boreale.

În schema circulației troposfrice propuse, Leroux susține ideea *stratificării troposferei* datorate existenței unor curenți suprapuşi, cu origini şi particularități diferite. În zonele polare şi temperate există o stratificare cu caracter sinoptic, inversiunea şi discontinuitatea de vânt, temperatură şi de umiditate se abat treptat către Tropice. Stratificarea devine permanentă şi continuă în aglomerările anticiclonice, la altitudinea de 1.000 m, aerul advectat prin intermediul AMP-urilor fiind separat de cel peste care circulă. În zona tropicală, aerul este acumulat în interiorul centurilor de anticicloni aglomerați (AA) şi în brâul de mare presiune tropical. Elementele de stratificare se manifestă prin inversiunea alizeului, care prelungeşte anticiclonii aglomerați şi prin poziția Ecuatorului Meteorologic, aceste discontinuități provocând un mare deficit de umiditate. În zona temperată, absența inversiunii permanente provoacă ascensiunea puternică a aerului, dezvoltarea norilor şi umiditate ridicată.

2.3.3. ***Circulația locală a aerului***

În afara circulației generale a aerului atmosferic, particularitățile complexe ale suprafeței active subiacente determină şi apariția unei circulații locale a aerului, generate, în principal, de diferențele de încălzire ale celor două suprafețe active principale, apa şi uscatul. Acestea dau naştere, la rândul lor, unor procese dinamice la scară microsinoptică care generează curenți de aer, cei mai cunoscuți fiind musonii şi brizele litorale, cu rol destul de important în definirea caracteristicilor climatice ale anumitor regiuni geografice de pe glob, cu extensiune spațială redusă.

2.3.3.1. *Musonii*

Sunt vânturi cu acţiune constantă, periodicitate sezonieră (de la iarnă la vară) şi direcţie alternativă, determinate de formarea unor centri barici ca urmare a încălzirii diferenţiate a oceanelor şi continentelor. Zona lor de acţiune apare pregnant în spaţiul tropical şi temperat, nefiind excluse nici din cel ecuatorial, musonii purtând denumirea zonei respective de formare. În zona ecuatorială, schimbarea sezonieră a direcţiei vântului se datorează migrării zonelor de minimă presiune şi convergenţă intertropicală cu frontul tropical la nord şi la sud de ecuatorul meteorologic, simultan cu pătrunderea alternativă a alizeului, dintr-o emisferă în cealaltă. La latitudini tropicale şi subtropicale, musonii ecuatoriali intră în combinaţie cu cei formaţi prin diferenţele termobarice sezoniere dintre oceane şi continente, formându-se musonii tropicali, cu mare extindere latitudinală. Cele mai mari contraste termice şi barice de la iarnă la vară sunt specifice latitudinilor mijlocii şi superioare, unde vara, deasupra continentelor, se formează un regim depresionar, iar iarna, unul anticiclonic, în timp ce situaţia pe oceane este inversată. Astfel, în timpul verii, gradienţii barici sunt orientaţi dinspre oceane spre continente, iar iarna, dinspre continente spre oceane, la latitudinile temperate, peste acest relief baric format suprapunându-se oscilaţiile sezoniere latitudinale ale anticiclonilor subtropicali şi ale anticiclonilor subpolari. Deplasarea spre sud a acestei activităţi determină iarna gradienţi barici orientaţi spre oceane, iar vara spre interiorul continentelor foarte încălzite, unde se dezvoltă un regim baric depresionar, în acest mod formându-se circulaţia musonică extratropicală, în care musonul de vară este mai puternic decât cel de iarnă. Musonii extratropicali sunt prelungiri ale celor tropicali şi au o dezvoltare mare altitudinală în troposferă, deasupra lor circulând curenţii vestici.

Cea mai intensă circulaţie musonică este specifică zonei intertropicale şi acoperă mari regiuni deasupra Oceanului Indian şi vestul Oceanului Pacific, de la nordul insulei Madagascar, India, Indochina, China de Sud, Indonezia, până în nordul Australiei (fig. 26). Tipică rămâne însă regiunea Asiei sudice şi nordul Oceanului Indian, unde stabilitatea barică şi suprapunerea musonului ecuatorial (după unii autori alizeu) cu circulaţia musonică, determinată de regimul termobaric sezonier al continentului asiatic, oferă cele mai propice condiţii de dezvoltare.

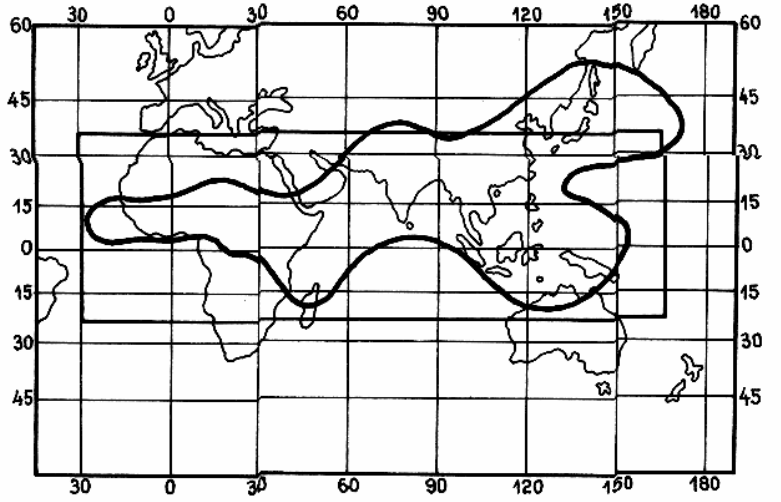

Fig. 26. *Regiunile geografice caracterizate prin circulație musonică*

Musonul de vară sau umed, bate în perioada aprilie-octombrie, pe direcția sud-vest-nord-est, transportând mase de aer oceanice calde şi umede din brâul anticiclonic subtropical, îndeosebi din regiunea Insulei Mauritius, către continent, unde în partea sa centrală se formează o mare depresiune barică, cu doi centri foarte scăzuți în Mongolia şi la sud de Munții Pamir, prin încălzirea excesivă a uscatului. Acest muson oceanic, continuare a alizeului de sud-est al emisferei australe, care depăşeşte zona ecuatorială, îşi schimbă direcția către nord-est şi se extinde peste Marea Arabiei, Golful Bengal şi tot sudul Asiei. El se instalează treptat în urma frontului tropical, care se stabileşte pe continent la latitudinile de 30º-35ºN, desființând alizeul de nord-est al emisferei boreale. Viteza de deplasare a maselor de aer oceanice este foarte mare, uneori peste 50-60 km/h, şi determină în regiunile străbătute (India, Indochina) mari cantități medii anuale de precipitații, peste 2.000-3.000 mm şi chiar 11.000 mm, în regiunile situate la baza unui lanț muntos înalt (Himalaia), perpendicular pe direcția vântului. Astfel, în provincia Assam, la Cherapundji şi Mawsynram (nordul Peninsulei India), se înregistrează frecvent astfel de cantități, în anii ploioşi chiar peste 22.000 mm (polul ploilor pe glob), care provoacă inundații catastrofale. *Musonul de iarnă* sau uscat bate în

intervalul octombrie-aprilie dinspre continent către ocean. Deasupra continentului asiatic, datorită răcirii intense, se dezvoltă Anticiclonul Siberian, din care pornesc curenți divergenți orientați către minimele barice de deasupra Mării Arabiei, Golfului Bengal, Marea Chinei de Sud şi Insulelelor Aleutine. Acest vânt se formează în sudul lanțului himalaian şi se suprapune alizeului de nord-est pe care îl prelungeşte în emisfera sudică (fig.27).

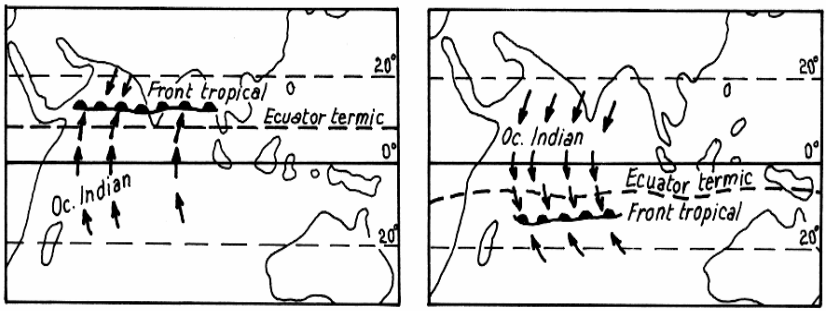

Fig. 27. *Schema circulației musonice în Oceanul Indian: a- vara; b- iarna*

În Asia, există şi alte zone în care acționează circulația musonică, şi anume: țărmurile Chinei centrale şi de sud, nordul Japoniei, țărmurile estice ale Rusiei. În estul Chinei, aerul umed transportat de musonul de vară este generat de anticiclonul subtropical din Oceanul Pacific, iar în nordul Japoniei şi în Rusia, de maximul barometric, centrat deasupra Mării Ohotsk. Din acest centru de maximă presiune, aerul polar umed se deplasează către centrul de minimă presiune din Asia Centrală, aducând cețuri şi ploi abundente şi persistente. În timpul iernii, în aceste zone ale Asiei răsăritene, musonul este direcționat către minimul baric al Aleutinelor şi deplasează mase de aer rece, care provoacă geruri puternice şi uscate (la Vladivostock media lunii ianuarie scade sub –12ºC) şi ninsori abundente în munții din nordul Japoniei, după încărcarea cu vapori de apă la traversarea Mării Japoniei.

În afara spațiului asiatic clasic, pe glob se conturează circulații musonice, însă de slabă intensitate, în America de Nord şi Sud, Africa, şi circulații parțial musonice, în Europa şi Asia de Nord. Astfel, pe țărmurile estice şi sud-estice ale Americii de Nord, anticiclonul canadian generează o intensificare a vânturilor de nord-vest şi vest pe litoralul atlantic sub

forma unui muson de iarnă, iar de pe marginea vestică a Anticiclonului Azorelor, aerul umed este atras de minimul baric format în timpul verii pe câmpiile din centrul continentului.

Pe continentul african, factorii genetici ai circulației musonice nu rezidă numai în diferențele de încălzire dintre uscat şi apă, ci chiar în modul de încălzire a continentului însuşi, aceasta având caracteristici care o deosebesc de circulația musonică tropicală clasică. În sudul Africii, în timpul verii australe, minimul baric din bazinul Kalahari atrage mase de aer mai răcoroase din partea nordică a continentului şi din zona ecuatorială spre partea estică şi sud-estică, sub forma unor vânturi orientate către sud. În timpul verii boreale, deasupra Sudanului şi Saharei de Nord, puternic încălzite, se formează minime barometrice, sub influența cărora alizeul de sud-est de pe Oceanul Atlantic depăşeşte ecuatorul, pătrunde în interiorul continentului pe deasupra Golfului Guineei şi, după ce îşi schimbă direcția, devine un muson ecuatorial de sud-vest. În partea estică, acest fenomen nu se produce, deoarece alizeul de sud-est de pe Oceanul Indian este atras de minima barometrică de pe continentul asiatic, mult mai puternică decât cea nord-africană. Din această cauză, toată partea răsăriteană a Africii, la aceleaşi latitudini, este mult mai secetoasă decât cea apuseană.

În Europa, vânturile dominante de vest şi intensa activitate ciclonică sunt cauze care nu permit dezvoltarea unei circulații musonice stabile. Există, totuşi, o circulație cu tendință musonică, pusă în evidență mai mult în timpul verii, când masele de aer oceanice vestice înaintează mult spre interiorul continentului, în timp ce iarna, intensitatea acesteia este slabă şi apare numai în Europa răsăriteană. Local, în insulele şi peninsulele mari (Peninsula Iberică, Marea Caspică, estul Mării Negre), se pot crea condițiile apariției musonilor, însă de slabă intensitate.

Consecințele climatice ale circulației musonice sunt deosebit de importante, deoarece ea creează tipuri de climat caracteristice, cu trăsături distincte:

- la latitudini tropicale: contrast sezonier pronunțat al cantităților de precipitații, schimbarea bruscă sezonieră a direcției vântului, alternanța sezoanelor secetoase şi foarte calde cu cele umede şi excesiv de ploioase, de câteva (2-4) ori pe an;

- la latitudini temperate: contrast pluviometric puternic, contrast termic mai pronunțat decât cel din zona tropicală, iarnă secetoasă şi foarte rece.

2.3.3.2. *Brizele litorale*

Sunt vânturi cu periodicitate diurnă, care se formează datorită modului diferit de încălzire a uscatului şi a marilor suprafeţe de apă, care generează, la rândul lui, contraste barice evidente. Dezvoltarea maximă a cauzelor generatoare apare în timpul verii, în regim anticiclonic, când şi frecvenţa fenomenului este maximă. Încălzirea diferită de la zi la noapte a celor două suprafeţe active duce la apariţia unor curenţi de aer cu orientare alternantă: *briza de zi* şi *briza de noapte*.

Briza de zi sau de mare este vântul care bate dinspre mare spre uscat şi începe să se formeze la aproximativ una-două ore după răsăritul Soarelui. Uscatul, puternic încălzit prin insolaţie, determină o valoare scăzută a presiunii aerului de deasupra, în timp ce pe mare, apa mai rece imprimă aerului o presiune mai mare, astfel că gradientul baric orizontal, în stratul de aer inferior, este orientat dinspre mare spre uscat, orientând în aceeaşi direcţie şi curentul de aer. Intensitatea şi distanţa maxime de pătrundere în interiorul uscatului a acestui vânt se produc la amiază, la orele 13-14, când şi mişcările ascendente convective ale aerului umed de pe mare pot genera nori de tip Cumulus, de timp frumos.

Briza de noapte sau de uscat este vântul care bate dinspre uscat spre mare şi începe să se formeze imediat după apusul Soarelui, când uscatul se răceşte mai repede decât apa şi gradientul baric orizontal în troposfera inferioară este orientat către mare. O dată cu răcirea radiativă nocturnă, fenomenul se propagă şi în straturile de aer de la înălţime. Deasupra uscatului mişcările aerului sunt descendente, iar pe mare sunt ascendente şi favorizează cumulizarea. În regiunile tropicale, mişcările ascendente ale aerului sunt foarte intense, din norii cumuliformi cad frecvent precipitaţii bogate cantitativ, iar atunci când atmosfera prezintă un grad de instabilitate pronunţat, acestea sunt însoţite de fenomene orajoase.

Este de semnalat faptul că, la o anumită înălţime în troposferă, se formează, deasupra brizelor de uscat şi de mare, curenţi de sens invers, datoraţi distribuţiei suprafeţelor izobarice şi gradientului baric, care se numesc antibrize (fig. 28). Un circuit complet poate atinge grosimi de 2-3 km în troposferă. Pe litoralul Mării Negre, înălţimea brizei de zi a atins, în medie, 1 km, iar cea de noapte se propagă până la aproximativ 250 m.

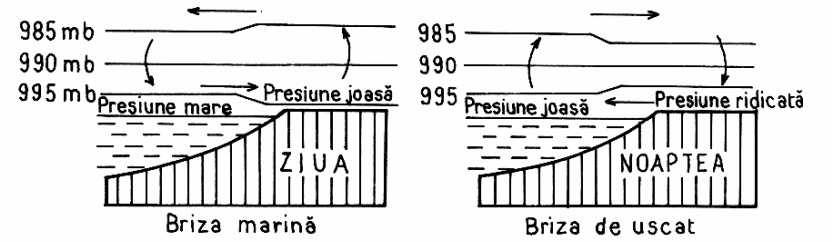

Fig. 28. *Schema formării brizelor litorale, de mare şi uscat*

Cea mai mare dezvoltare a brizelor se produce în regiunile litorale din zonele tropicale, datorită contrastelor termobarice foarte mari, adâncimea de pătrundere în interiorul uscatului atingând 100 km, iar viteza vântului fiind considerabilă. În zonele temperate, briza de mare înaintează pe continent până la aproximativ 30-40 km, iar cea de uscat, până la 8-10 km în mare. La aceste latitudini, viteza aerului în briza de mare atinge 4-8 m/s, iar cea de uscat este mai redusă. Brizele litorale sunt cel mai bine puse în evidenţă în situaţiile în care distribuţia presiunii atmosferice deasupra regiunilor respective nu prezintă variaţii mari orizontale. În cazul unor gradienţi barici puternici, fenomenul de briză este desfiinţat de vânturile circulaţiei generale, predominând calmul (ex.: noaptea pe litoralul chilean în zona vânturilor de vest), iar atunci când direcţia acestora corespunde cu cea a brizelor, se formează vânturi puternice (ex.: ziua pe litoralul chilean în zona vânturilor de vest). În regiunile litorale cu fenomen de briză bine evidenţiat se formează topoclimate specifice, cu o anumită atenuare a regimului termic şi cu precipitaţii care se produc mai frecvent în timpul nopţii, diferite de interiorul uscatului (ex.: litoralul românesc).

2.3.4. ***Circulaţia apelor oceanice***

Ca şi aerul troposferic, apa oceanelor şi mărilor prezintă o circulaţie sub forma unor curenţi ce transportă mase de apă calde şi reci, datorată, în principal, vânturilor dominante ale circulaţiei generale (alizee, vânturi de vest şi est) şi diferenţelor de temperatură şi salinitate, în funcţie de latitudinea de proveniență. Dinamica lor are consecinţe climatogene dintre cele mai importante, atât la nivel global, cât şi regional, influenţând

puternic regimul elementelor climatice din diferite sectoare ale oceanelor şi mărilor şi ale regiunilor geografice limitrofe. Curenţii oceanici transportă cantităţi imense de apă cu temperaturi diferite şi redistribuie energia calorică provenită din transformarea energiei solare de către suprafaţa activă, având rolul de atenuare a contrastelor termice dintre ecuator şi poli. Influenţa termică a curenţilor oceanici se manifestă şi asupra proceselor dinamice din atmosferă, care condiţionează, la rândul lor, regimul nebulozităţii şi al precipitaţiilor atmosferice.

Existenţa pe suprafaţa oceanului planetar a celor două mari categorii de curenţi, calzi şi reci, determină apariţia, în sectoarele respective, a unor particularităţi ale regimurilor principalelor elemente climatice, care dau nota specifică a tipurilor şi subtipurilor climatice, dar care, prin variabilitatea circulaţiei lor, sunt consideraţi tot mai mult, conform cercetărilor recente, răspunzători de producerea unor anomalii climatice, cu consecinţe dintre cele mai grave pentru mediul natural şi uman.

Curenţii calzi transportă cantităţi imense de apă dinspre latitudinile inferioare către cele superioare şi o dată cu ele o rezervă de căldură pe care o cedează aerului, iar curenţii reci transportă mase de aer rece dinspre latitudinile superioare către cele inferioare, contribuind la răcirea aerului. În afară de redistribuirea cantităţii de căldură, rolul climatogen al curenţilor oceanici se mai manifestă prin: modificarea intensităţii evaporaţiei la suprafaţa mărilor şi oceanelor, a umidităţii aerului, a nebulozităţii şi precipitaţiilor atmosferice, îndeosebi în zonele litorale.

Principalii *curenţi calzi*, cu importanţă în geneza climei sunt:

- În Oceanul Pacific: Nord-Ecuatorial, Sud-Ecuatorial, Contracurentul Ecuatorial, Kuroshivo, Kamceatkăi, Est-Australian;
- În Oceanul Atlantic: Nord-Ecuatorial, Sud-Ecuatorial, Guineei, Gulf Stream, Antilelor, Caraibelor, Deriva Nord-Atlantică, Irming, Braziliei;
- În Oceanul Indian: Sud-Ecuatorial, Contracurentul Ecuatorial, Somaliei, Mozambicului;
- În Oceanul Arctic: Polar de Nord, Spitzberg.

Curenţii reci sunt următorii:

- În Oceanul Pacific: Curenţii de derivă a vânturilor de vest, Californiei, Humboldt sau Peruan, Oyashio;
- În Oceanul Atlantic: Curenţii de derivă a vânturilor de vest, Canarelor, Benguelei, Groenlandei, Est-Islandez;
- În Oceanul Indian: Vest-Australian.

2.3.4.1. *Rolul climatogen al curenților oceanici*

Curenții calzi şi reci, în deplasarea lor meridianală pe glob, duc la apariția unor diferențe termice între sectoarele vestice şi estice ale bazinelor oceanice, care influențează şi țărmurile continentelor. Până la 40º latitudine nordică şi sudică, țărmurile estice ale continentelor sunt mai calde comparativ cu țărmurile vestice de la aceleaşi latitudini, deoarece primesc mai multă căldură datorită curenților calzi ecuatoriali. Țărmurile vestice sunt mai reci din cauza curenților care transportă apă rece de la latitudinile superioare şi care închid circuitele ecuatoriale (fig. 29). În această încălzire diferențiată a țărmurilor, un rol important îl au şi *curenții de compensație reci*, care aduc apa rece de la adâncime, înlocuind-o pe cea caldă de la suprafață. Acest tip de curenți este specific zonelor litorale, în situația în care vântul dominant – alizeul – bate dinspre uscat spre ocean. *Curenții de adâncime* se combină cu cei reci de închidere a circuitelor ecuatoriale, având un efect accentuat de refrigerator. Astfel de curenți apar pe țărmurile apusene ale Africii de Sud (între Angola şi Capetown), ale Peninsulei California (de la 40º N spre sud până la vârful peninsulei), zona Insulelor Galapagos, ale Americii de Sud (de la 5º Sud până în dreptul litoralului peruan), ale Somaliei şi Arabiei de sud-est (îndeosebi vara, sub influența musonului de sud-vest). Începând cu latitudinile de 40º N şi S, influența termică indusă de curenții oceanici este inversată; țărmurile vestice ale continentelor sunt mai calde, iar cele estice mai reci (exemplul tipic îl constituie țărmurile atlantice ale Americii de Nord şi ale Europei).

În ceea ce priveşte *distribuția cantității de căldură* prin aportul curenților oceanici, se apreciază că apele transportate de Gulf Stream, din zona ecuatorială a Oceanului Atlantic în sectorul de Nord al acestuia, au între 80 şi 100 kcal/cmp/an, în timp ce în bazinul Oceanului Pacific de nord, curentul cald Kuroshivo transportă mai puțină căldură în dreptul Arhipelagului Japoniei, între 20 şi 30 kcal/cmp/an. În mod obişnuit, suprafețele oceanice la latitudinile de 40º-60º N primesc, prin radiație totală (globală), o cantitate de căldură de 80-100 kcal/cmp/an. Dimpotrivă, prin curenții reci, suprafețele oceanice pierd cantități însemnate de căldură. Astfel, suprafața Oceanului Pacific, la latitudinile de 20º-40º N, pierde aproximativ 60 kcal/cmp/an datorită curentului rece al Californiei, în timp ce cantitatea de căldură primită prin radiație globală este de 100 kcal/cmp/an.

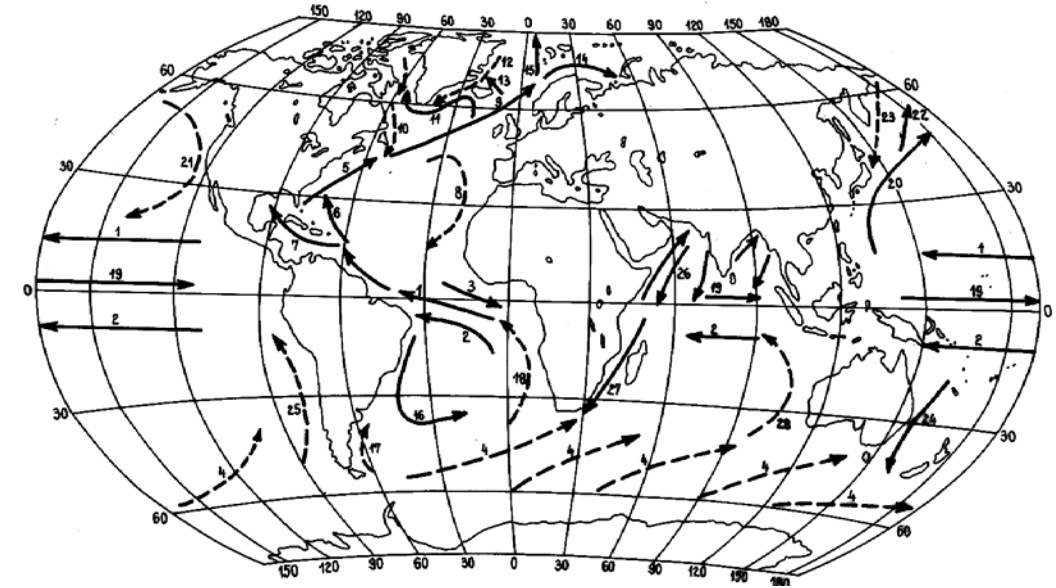

Fig. 29. *Repartiția principalilor curenți oceanici:* —— *curenți calzi;* – – – – *curenți reci.* 1-Curentul Nord-Ecuatorial (Pacific), 2-Curentul Sud-Ecuatorial (Pacific), 3- Curentul Guineei, 4- Curenții de derivă a vânturilor de vest, 5- Gulf-Stream, 6-Curentul Antilelor, 7-Curentul Caraibelor, 8-Curentul Canarelor, 9-Deriva Nord-Atlantică, 10-Curentul Labradorului, 11-Curentul Irming, 12-Curentul Groenlandei, 13-Curentul Est-Islandez, 14-Curentul Polar de Nord, 15-Curentul Spizberg, 16-Curentul Braziliei, 17-Curentul Falkland, 18-Curentul Benguelei, 19-Contracurentul Ecuatorial, 20-Curentul Kuroshio, 21-Curentul Californiei, 22-Curentul Kamceatkăi, 23-Curentuls Oyashio, 24-Curentul Est-Australian, 25-Curentul Humboldt (Perului), 26-Curentul Somaliei, 27- Curentul Mozambicului, 28-Curentul Vest-Australian

Curenţii calzi şi reci au un rol important şi asupra *intensităţii evaporaţiei apei* la suprafaţa mărilor şi oceanelor. De pe suprafaţa oceanelor şi mărilor globului se evaporă anual o cantitate de apă egală cu 452.600 km^3, în timp ce de pe uscat, o cantitate de 72.500 km^3, reprezentând echivalentul a 1.240 mm şi respectiv 475 mm, în timpul unui an, cele mai mari cantităţi de apă evaporată fiind în regiunile tropicale şi cele mai mici în regiunile polare. Intensitatea evaporaţiei creşte în sectoarele în care acţionează curenţii oceanici calzi, unde stratificaţia instabilă de tip convectiv a aerului asigură împrăştierea rapidă a vaporilor de apă. În situaţia suprafeţelor oceanice străbătute de curenţii reci, datorită scăderii temperaturii şi apariţiei unei stratificaţii termice stabile asociată cu mişcări descendente ale aerului, intensitatea evaporaţiei scade. Lipsa amestecului turbulent convectiv creează o stare de saturaţie a aerului în vapori de apă şi deci de condensare a acestora sub formă de ceaţă. Astfel, în Atlanticul de Nord, la latitudinea de 50º, în zona străbătută de curentul cald al Golfului, anual se evaporă 1.000-1.300 mm, în timp ce, la aceeaşi latitudine, curentul rece al Labradorului face ca evaporaţia să fie de numai 650 mm. În regiunile tropicale şi subtropicale, intensitatea evaporaţiei, sub influenţa curenţilor calzi ajunge la 2.000 mm/an.

Precipitaţiile atmosferice sunt, de asemenea, influenţate de prezenţa curenţilor calzi sau reci, în sensul că pe ţărmurile estice din regiunile tropicale şi subtropicale, unde acţionează curenţii calzi, cantităţile sunt substanţiale (sud-estul Americii de Nord, America Centrală, nord-estul Americii de Sud), în timp ce pe ţărmurile vestice scăldate de apele curenţilor reci, uscăciunea şi seceta duc la apariţia unor deşerturi litorale, cum sunt Atacama (America de Sud), Californiei de Sud (America de Nord), Namib (Africa) etc. În regiunile temperate şi polare, modificarea regimului pluviometric sub influenţa curenţilor calzi este caracteristică ţărmurilor vestice ale continentelor. În Europa, de exemplu, datorită acţiunii curentului cald al Golfului, cantităţile de precipitaţii sunt abundente, comparativ cu centrul şi estul continentului. În schimb, pe ţărmurile răsăritene ale continentelor, curenţii reci influenţează mai puţin regimul pluviometric, comparativ cu cei de la latitudinile tropicale.

2.3.5. ***Interacţiunea ocean-atmosferă***

La zona de contact dintre cele două medii naturale – ocean-atmosferă – au loc în permanenţă schimburi de energie calorică, cu consecinţe dinamice reflectate în circulaţia apei şi a aerului, responsabile de apariţia unor fenomene complexe, care influenţează proprietăţile termice ale suprafeţei apei şi ale elementelor meteorologice importante: presiunea, temperatura şi umiditatea aerului. Acest complex de fenomene hidro-atmosferice generează starea vremii într-un anumit moment şi loc, dar cu efecte prelungite în timp şi spaţiu, prin intermediul teleconexiunilor, asupra climei unor întinse regiuni geografice de pe glob. În cadrul acestei interacţiuni pot apărea situaţii în care echilibrul clasic dintre ocean şi atmosferă este dereglat din diferite cauze, la anumite intervale de timp, starea de anormalitate (anomalie) generând fenomene (evenimente), dintre care cel mai cunoscut este *El Niño*[18].

2.3.5.1. *Fenomenul El Niño*

Este, în principiu, un curent oceanic cald, care apare accidental, în unii ani, de-a lungul coastelor vestice ale Perului şi Ecuadorului, în preajma Crăciunului (22-23 decembrie, data solstiţiului de vară în emisfera sudică, reprezintă începutul verii australe), care anihilează curentul rece Humboldt (sau al Perului).Termenul este frecvent asociat cu o încălzire puternică, neobişnuită (accidentală), care se produce interanual, în relaţie cu anomaliile din bazinul tropical al Oceanului Pacific şi schimbările globale ale tiparelor climatice (fig. 30 şi 31).

Componenta atmosferică pentru *El Niño* este cunoscută sub denumirea de Oscilaţia Sudică, măsurată prin pendularea interanuală a presiunii la nivelul mării (SLP[19]) din zona tropicală, între emisfera vestică şi cea estică (Wang, Weisberg, 2000). În timpul lui *El Niño*, se dezvoltă o SLP neobişnuit de mare în Pacificul tropical vestic şi o SLP neobişnuit de scăzută în Pacificul tropical sud-estic. Combinarea celor două fenomene –

[18] În spaniolă, masculinul *El Niño* înseamnă prunc, băieţel, micuţ, iar femininul *La Niña*, pruncuţă, fetiţă, micuţă. Pescarii peruani asociau termenul *El Niño* – pruncul, pruncuşorul sau copilul Iisus – cu norocul sau ghinionul la pescuit; în anii cu acest fenomen, pescuitul era sărac, în schimb erau condiţii favorabile agriculturii.

[19] În engleză *Sea Level Pressure*.

atmosferic şi oceanic – este cunoscută, în literatura de specialitate, sub denumirea de ENSO[20] (*El Niño*-Oscilaţia Sudică). Opus fenomenului *El Niño*, există fenomenul *La Niña*, când situaţia oceanică şi atmosferică se inversează (de fapt, cuplajul ocean-atmosferă este normal).

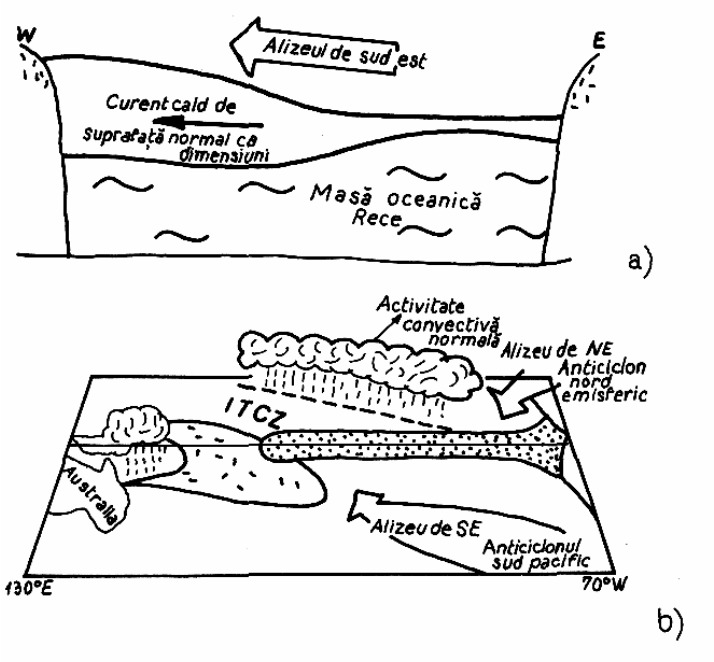

Fig. 30. a. Distribuţia normală a stratului de apă caldă de suprafaţă în Oceanul Pacific şi a vânturilor regulate (alizee); b. Distribuţia normală a activităţii convective deasupra Oceanului Pacific ecuatorial (în anii fără *El Niño*); ITCZ- zona convergenţei intertropicale
Sursa: Bordei, Căpşună, 2000

[20] *El Niño-Southern Oscillation*.

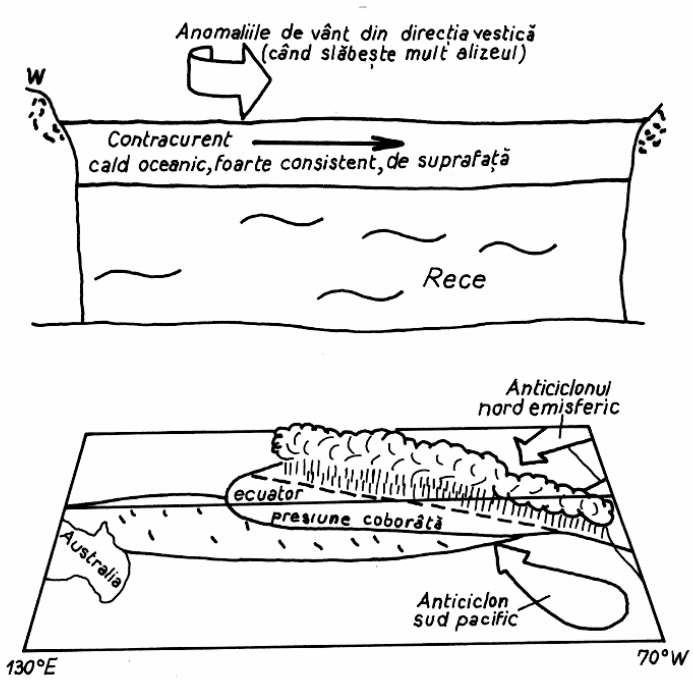

Fig. 31. a. Distribuția anormală, de tip *El Niño*, a vânturilor anomalice şi a stratului cald de apă oceanică de suprafață în Oceanul Pacific; b. Distribuția anormală a activității convective în timpul unui fenomen *El Niño*
Sursa: Bordei, Căpşună, 2000

El Niño este un fenomen climatic interanual, cu o ciclicitate de 2 până la 5 ani, şi chiar mai mult, şi cu o durată de 12-18 luni, cunoscut de vreme îndelungată de către pescarii peruani. Conform ultimelor cercetări, pe baza analizei ghețarilor din Anzi (datări cu izotopi radiactivi şi analiza aerului cantonat în masa de gheață), se pare că vârsta fenomenului depăşeşte 15.000 ani şi provoca întotdeauna haos şi distrugere. Se pare, de asemenea, că dispariția civilizației moche (preincaşă) a fost cauzată de un asemenea fenomen (conform descoperirilor arheologice din Anzi).

Primul cercetător care l-a considerat o anomalie meteorologică şi care a descoperit şi pendularea valorilor presiunii atmosferice la nivelul mării, pe cele două laturi ale Oceanului Pacific în sectorul tropical

(Oscilația Sudică), nefăcând însă legătura acesteia cu *El Niño*, a fost englezul Sir Gilbert Walker, în anul 1924. Această asociere a făcut-o, însă, cercetătorul norvegian Bjerknes (1969), care a observat că, în anii cu *El Niño*, variațiile de presiune la nivelul mării sunt însoțite de apariția unor anomalii puternice ale temperaturii suprafeței apei, în sensul creşterii anormale a acesteia (la valori de 28ºC şi peste această valoare), slăbirea în intensitate a alizeelor şi apariția unor cantități mari de precipitații în zone necaracteristice acestora din estul Oceanului Pacific. El explică aceste fenomene ca având o cauză comună: producerea unor anomalii în cadrul interacțiunii fireşti dintre Oceanul Pacific intertropical şi atmosferă.

În ultimul deceniu al secolului trecut, *El Niño* a fost studiat, cu ajutorul tehnologiei moderne, de numeroşi cercetători: Philander (1990), McCreary şi Anderson (1991), Neelin et al. (1998) etc. Rezultatele au demonstrat că acesta influențează clima Asiei de Sud-Est (India, Indonezia), Australiei, Africii şi Americii, în spațiul intertropical. În ceea ce priveşte cauzele apariției acestui fenomen, concluziile înclină mai mult către componenta atmosferică, ea fiind considerată principalul factor generator, dinamica atmosferei determinând şi dinamica oceanelor. În Pacificul tropical, sectorul vestic al acestuia, situat la adăpost de vânturile dominante, înregistrează o acumulare a căldurii şi o încălzire puternică a suprafeței apei. În asociere cu încălzirea puternică a sectorului vestic al Oceanului Pacific intertropical se produce o intensificare a convecției termice şi dinamice a atmosferei, care provoacă un flux de aer care închide circulația zonală, cunoscută sub numele de circulația Walker. În timpul lui *El Niño*, aceste trăsături de bază ale temperaturii suprafeței mării (SST[21]) şi convecția atmosferică pătrund în sectorul estic al Pacificului central ecuatorial, ca rezultat al slăbirii circulației Walker şi a alizeelor. Astfel, când se produce un *El Niño*, amprenta sa se observă asupra ambelor variabile, ocean şi atmosferă, în diferite regiuni. Fenomenul este cel mai bine sesizabil în extremitatea estică subecuatorială a Oceanului Pacific în dreptul coastelor Perului. Majoritatea cercetătorilor sunt de acord în privința faptului că *El Niño* schimbă evident raportul ocean-atmosferă pe toată suprafața globului, efectele climatice observate în anii de producere fiind sesizabile, cu intensități diferite, la mari distanțe de spațiul intertropical, în zonele de climă temperată şi rece.

[21] *Southern Surface Temperature*.

Marcel Leroux (1996) consideră că fenomenul este insuficient explicat, atribuindu-i-se responsabilități pe care, de fapt nu le poate avea. În ceea ce privește faptul că acest fenomen este răspunzător de producerea unor anomalii climatice la nivelul întregului glob, autorul pune această concluzie, la care au ajuns numeroşi specialişti, numai pe caracterul statistic al analizelor respective. În concepția sa, *El Niño* este cauzat de apariția deasupra Oceanului Pacific a unor factori dinamici puternici ce aparțin unor domenii atmosferice distincte. În cazul emisferei boreale, poziția ecuatorului meteorologic este dictată de trei fluxuri atmosferice: partea de est (America Centrală) care este influențată de circulația existentă deasupra Americii de Nord, la est de Munții Stâncoşi (o prelungire a activității nord-atlantice); partea centrală dominată de dinamica aerului la sud de aglutinarea anticiclonică a Hawaii-lor; partea de vest, cea mai extinsă, influențată de alizeul asiatic – musonul australian. Aceşti factori determină deplasarea ecuatorului meteorologic spre sud, conferind astfel emisferei nordice o forță dinamică mai mare decât a celei sudice. El concluzionează că fenomenul *El Niño* este o consecință regională a dinamicii transferurilor atmosferice meridianale, de la pol către tropice, către zona de convergență intertropicală (fig. 32).

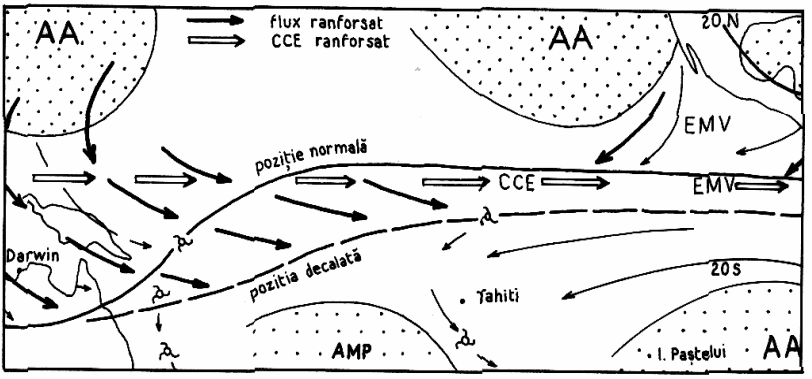

Fig. 32. *Componentele principale ale lui El Niño în Pacificul tropical, în timpul iernii boreale* (în Leroux, 1996)
AA – anticicloni aglomerați; CCE – curent cald ecuatorial; EMV – ecuator meteorologic vertical; à – limita de domenii atmosferice

În a doua jumătate a secolului trecut, anii în care acest fenomen s-a produs cu diferite intensități au fost: 1957-1958, 1965, 1972-1973, 1976, 1982-1983, 1986-1987, 1987-1988, 1991-1992, 1993-1994, 1997-1998, acesta din urmă fiind cel mai puternic eveniment, mult mai puternic decât cel din 1982-1983, considerat mult timp „*El Niño* al secolului".

În general, un fenomen *El Niño* are mai multe faze de evoluție, începând din sezonul anterior perioadei de maximă intensitate. De exemplu, cel din 1997-1998 s-a extins pe parcursul a şase faze: faza antecedentă (considerată echivalentă cu condiții de *La Niña*, în care se produc anomalii SST negative în partea estică şi centrală a Oceanului Pacific şi anomalii SST pozitive în partea vestică tropicală), între august şi octombrie1996, perioada de invazie, între noiembrie 1996 şi ianuarie 1997, dezvoltarea, între lunile martie şi mai 1997, perioada de tranziție, în lunile iulie-septembrie 1997, maturitatea, în intervalul noiembrie 1997-ianuarie 1998, şi declinul, între februarie şi aprilie 1998 (Wang, Weisberg, 2000). În timpul acestui eveniment, uriaşe volume de apă caldă din Pacificul de Vest au fost deplasate către coasta vestică a Americii de Sud, unde au declanşat ploi diluviene şi inundații în Peru (coasta Perului este cunoscută ca una dintre cele mai secetoase regiuni de pe glob) şi Columbia, dar şi în Europa Centrală (prin teleconexiuni), unde fenomene similare s-au înregistrat în Cehia, Polonia şi Germania, cu numeroase victime umane. Efectele lui s-au resimțit la distanțe foarte mari şi au fost concretizate prin furtuni puternice pe coasta Golfului Mexic şi de-a lungul fluviului Mississippi, tornade în Florida, secete urmate de incendii şi foamete în Borneo şi Sumatra (Arhipelagul Indonezian), India şi Australia.

Dintre consecințele climatice ale activității fenomenelor *El Niño* din Pacific, datorate glisării către sud a EM-ului şi intensificării dinamice boreale (conform teoriei Leroux) trebuie amintite seceta prelungită din Sahel, seceta de pe coasta californiană, viscole şi geruri puternice şi repetate în estul continentului nord-american, în anul 1976; ploi diluviene şi inundații în sudul S.U.A. şi în Golful Mexic, oraje şi tornade în Insulele Galapagos şi la Los Angeles, în 1982-1983; ploi puternice şi inundații în California de Sud, Texas, nordul Mexicului, America Centrală şi Peru, în 1992; temperaturi deosebit de scăzute în lunile ianuarie şi februarie în estul Americii de Nord şi Cuba în 1993-1994.

În literatura de specialitate se vorbeşte tot mai mult despre existenţa unui fenomen similar în Oceanul Atlantic, însă de intensitate mai mică şi cu efecte spaţiale de amploare redusă. Ciclul unui *El Niño* atlantic este mai mare (12-14 ani), în care se formează un curent oceanic cald în dreptul coastelor statelor Carolina de Nord şi de Sud din S.U.A., direcţionat către nord-vest pe perioada a 6 ani, urmat de un curent rece care s-ar forma în acelaşi loc şi pe aceeaşi direcţie, în perioada celorlalţi 6-8 ani, încheind astfel, ciclul. Fenomenul ar putea exista şi în largul coastelor Portugaliei şi în nord-vestul Africii, unde variaţia interanuală a *upwelling*[22]-ului la latitudinile de 20º-25ºN este redusă. În situaţia unui *upwelling* manifestat puternic sezonier, variaţia este foarte mare. Acest fapt este evidenţiat la sud de paralela de 20ºN, de o parte şi de alta a paralelor de 27,5º şi 31ºN şi în dreptul coastelor Portugaliei. În intervalul 1982-1983 cu un *El Niño* puternic în Oceanul Pacific, în Oceanul Atlantic, la sud de paralela de 20ºN, s-a înregistrat o valoare foarte scăzută a *upwelling*-ului în perioada 25 decembrie 1982-5 ianuarie 1984.

Interacţiunea ocean-atmosferă în sectorul tropical al Atlanticului nu este la fel de spectaculară ca cea din sectorul tropical al Pacificului, însă ea relevă câteva aspecte interesante, dintre care cel mai important este corelaţia dintre SST-ul Atlanticului tropical şi ploile din partea de NNE a Braziliei. Aceasta a fost pusă în evidenţă prin numeroase observaţii şi studii de modelare (Hastenrath, Heller, 1977, Hastenrath, 1984, Servain, 1991, Mehta, Delworth, 1995, Harzallah et al., 1996), citaţi de Saravann şi Chang (2000). Un alt aspect al variabilităţii din sectorul tropical al Oceanului Atlantic l-a reprezentat, recent, corelaţia pozitivă dintre anomaliile SST şi fluxul de căldură descendent la suprafaţa apei. Chang et al. (1997) interpretau această corelaţie ca un *feed-back* pozitiv care susţine variabilitatea gradientului SST-ului şi a vântului ecuatorial, mecanismul propus bazându-se pe schimbările produse de vânt în fluxul de căldură latentă a apei.

Numeroase studii au descoperit o legătură semnificativă între ENSO şi încălzirea care se produce în nordul Atlanticului tropical în

[22] Ridicarea sistematică, la suprafaţa oceanelor şi mărilor, a unor cantităţi de apă considerabile provenite din adâncime, a căror temperatură este mult mai scăzută comparativ cu cea a zonelor calde respective, situate în aceleaşi regiuni geografice.

timpul sezonului de primăvară boreală. Corelațiile dintre ENSO şi SST în Atlanticul ecuatorial sunt destul de slabe, în special în partea estică a bazinului. Studiile de modelare efectuate de Harzallah et al., în 1996, au demonstrat că precipitațiile din NNE Braziliei au o anumită legătură cu ENSO.

2. 4. **Structura suprafeței subiacente active**

Suprafața Terrei prezintă o mare diversitate din punct de vedere al proprietăților fizice, determinată de natura componentelor sale: *uscat, apă, vegetație, gheață* etc. Ea se află într-o interacțiune permanentă cu atmosfera, în special cu troposfera, între cele două medii existând în mod continuu schimburi reciproce de energie calorică şi de umiditate, cu efecte diferite în funcție de caracteristicile suprafeței respective. Din aceste considerente ea poartă denumirea de *suprafață subiacentă activă.* Această suprafață primeşte radiațiile solare pe care le transformă în energie calorică, prin intermediul căreia se încălzesc atât aerul atmosferic, cât şi suprafața şi straturile mai adânci ale solului şi marilor suprafețe acvatice. Influențând asupra albedo-ului şi radiației terestre, suprafața subiacentă are un rol important asupra mărimii bilanțului radiativ-caloric, factor primordial în formarea climei unei regiuni. Energia calorică absorbită este transmisă prin conductivitate termică şi amestec turbulent, descendent în sol şi apă, şi ascendent în aer.

Suprafața terestră poate fi comparată cu un uriaş transformator, care schimbă radiațiile solare de undă scurtă în radiații calorice de undă lungă (Berbecel, Neacşa, 1979). Pe această suprafață cad precipitații lichide sau solide, care asigură viața diverselor organisme, dar tot ea, ca urmare a proceselor de evaporare şi evapotranspirație, le redă atmosferei sub formă de vapori de apă, care, prin procesele de condensare şi sublimare, formează din nou precipitații, asigurându-se în acest mod un circuit permanent al apei în natură.

Datorită acestor acțiuni exercitate, suprafața subiacentă activă reprezintă în acelaşi timp un *factor genetic* (climatogen), dar şi *modificator* foarte important al climei.

Ca factor generator al principalelor zone de climă ale globului, această suprafață acționează, în principal, prin *existența şi proporția uscatului şi a apei*, sub formă lichidă (oceane şi mări), dar şi solidă (calote de gheață). Celelalte caracteristici, cum ar fi: *configurația şi*

poziționarea reliefului terestru major, prezența sau absența învelișului vegetal, *natura suprafeței de contact* reprezintă, mai mult, factori modificatori ai climei.

2.4.1. ***Existența şi proporția uscatului şi a apei***

Terra este alcătuită din două mari suprafețe subiacente active: *uscatul* şi *apa*. Ele determină o influență puternică şi variată asupra tuturor elementelor climatice. După *Angström*, climatele existente pe glob se datorează în principal inegalei repartiții a suprafețelor oceanice (71%) şi continentale (29%), care au proprietăți calorice diferite şi deasupra cărora masele de aer în circulația lor suportă sau nu bariere orografice.

2.4.1.1. *Deosebirile dintre suprafețele de apă şi cele de uscat*

Factorii care determină deosebirile dintre întinderile de apă şi cele de uscat sunt: *caracterul suprafeței subiacente, particularitățile radiative, modul de încălzire şi răcire*. Ei au cea mai mare influență asupra climei regiunilor geografice respective, dar şi a celor învecinate.

Suprafața întinderilor de apă este în general netedă, cu o rugozitate redusă, constituind principala caracteristică ce o deosebeşte de cea a suprafeței continentale. Pe uscat, relieful şi vegetația cauzează o puternică mişcare de frecare a aerului în deplasarea lui în straturile inferioare ale atmosferei, comparativ cu suprafața apei, care este elastică şi mobilă în raporturile sale cu aerul în mişcare. Din aceste considerente, consumul de energie în procesul de frecare a aerului de suprafața acvatică este mult mai redus decât deasupra uscatului, având drept consecință o viteză a vântului de aproximativ 2-3 ori mai mare.

Principalul responsabil al apariției deosebirilor dintre cele două suprafețe este albedo-ul, care în cazul oceanelor şi mărilor este mic (2-14%), comparativ cu cel al suprafețelor continentale (10-30%) şi care depinde de înălțimea Soarelui deasupra orizontului (la 90° albedo-ul are valoarea de 2%). Din acest motiv, oceanul absoarbe cu 10-20% mai multă energie solară decât uscatul. La suprafața uscatului, absorbția radiației solare se produce numai în stratul superficial al solului, ceea ce determină temperaturi ridicate. În interiorul stratului de apă de la suprafața mărilor şi oceanelor (relativ transparentă), razele solare pătrund

la adâncimi mari şi, datorită amestecului turbulent (orizontal şi vertical), temperatura suprafeţei apei este mult mai coborâtă.

Deosebirea principală dintre suprafaţa apei şi a uscatului, cu cea mai mare influenţă a climei, o constituie însă modul diferit de încălzire şi răcire a celor două medii. Cauzele care determină diferenţierea acestor procese sunt: *căldura specifică volumetrică* şi *modul de propagare a căldurii în apă şi sol*.

Căldura specifică volumetrică sau volumică a apei oceanelor, cu salinitate medie (35‰ concentraţie de săruri) are o valoare de 0,9 cal/cm^3. grd., în timp ce a solului este în medie de 0,5-0,6 cal/cm^3. grd. Din acest motiv, la aceeaşi absorbţie sau cedare de energie calorică, suprafaţa apei se încălzeşte şi răceşte de aproximativ două ori mai puţin decât cea a uscatului.

Diferenţierile în procesele de încălzire şi răcire ale bazinelor de apă şi ale solului sunt accentuate de felul diferit de propagare a căldurii. Transportul de căldură în sol se realizează exclusiv prin conductivitate (difuzivitate) termică. În apă, transmiterea căldurii prin acest procedeu este total neglijabilă. Rolul principal în propagarea căldurii în apă îl are amestecul turbulent, care este de câteva mii de ori mai mare decât transmiterea energiei calorice prin conductivitate termică moleculară. Acest proces poate fi amplificat sau diminuat ca urmare a stratificării termice a maselor de apă sau prin modificarea salinităţii acestora o dată cu adâncimea.

Datorită procesului de evaporare a apei din straturile superficiale, concentraţia în săruri creşte, determinând în acelaşi timp şi creşterea densităţii lor. Fiind mai grele, ele contribuie la încălzirea apei mării pe o adâncime mult mai mare. Procesul este specific ziua în urma insolaţiei puternice. În timpul nopţii, straturile superficiale prin răcire radiativă devin mai grele şi coboară, deci amestecul turbulent are loc atât ziua, cât şi noaptea. Consumul mare de energie calorică din timpul evaporaţiei de la suprafaţa întinderilor de apă, coroborat cu amestecul turbulent duce la apariţia diferenţierilor termice dintre apă şi uscat. Din cantitatea de căldură provenită din radiaţia solară în timpul zilei, uscatul cedează o parte însemnată în atmosferă (40-50%), în timp ce o cantitate nesemnificativă pătrunde în straturile adânci ale solului. În apă, situaţia este inversă, cea mai mare parte a cantităţii de căldură absorbită se propagă în adâncime, iar răcirea suprafeţei, în fazele cu bilanţ caloric

negativ, este compensată prin căldura transmisă din straturile adânci. Din aceste motive, amplitudinea termică diurnă (diferența dintre temperatura maximă şi cea minimă) este diferită: mai mare pe uscat şi atenuată la suprafața mărilor şi oceanelor.

Contrastele termice dintre cele două mari categorii de suprafețe subiacente active determină existența contrastului baric, care creează condițiile de formare şi dezvolatare a circulației periodice alternante, între mare şi uscat, materializată prin apariția brizelor şi a musonilor. Acestea au consecințe climatice foarte importante asupra zonelor litorale.

2.4.1.2. *Deosebirile dintre clima maritimă şi cea continentală*

Cele două mari suprafețe active imprimă regimului tuturor elementelor meteorologice particularități caracteristice şi formează, astfel, *două tipuri fundamentale de climă: maritimă* şi *continentală.* Ele se pot evidenția frecvent în cadrul marilor zone climatice ale globului. Între cele două mari tipuri de climă generate de suprafețele de apă şi cele de uscat există un *climat de tranziție* sau *de litoral.*

Clima maritimă se caracterizează printr-un regim termic constant şi moderat. Variațiile diurne ale temperaturii suprafeței oceanelor şi mărilor nu depăşesc 1°C şi descresc dinspre zona intertropicală (0,5°C) către cele polare (0,1°C). Amplitudinile diurne au valori mici chiar şi pe mările interioare (1°C la Marea Caspică). Aerul de deasupra mărilor şi oceanelor este caracterizat de oscilații termice diurne mici. Deasupra Oceanului Atlantic amplitudinea diurnă este de 1°-2°C la Ecuator, aproximativ 2°C la latitudinile subtropicale şi 1°C la latitudinile înalte. Amplitudinea variațiilor termice anuale prezintă cele mai mari valori (10°-12°C) la latitudinile subpolare, iar cele mai mici (2°-3°C) la Ecuator.

Evaporația intensă de la suprafața apei determină creşterea gradului de umiditate a aerului. Acest fapt atrage după sine creşterea nebulozității (mai ales în timpul verii). Numărul zilelor cu cer acoperit este ridicat şi frecvența mare a ceții reduce durata de strălucire a Soarelui.

Precipitațiile sunt abundente, însă cauza principală a creşterii cantităților o reprezintă circulația generală a atmosferei. La latitudinile intertropicale, maximul pluviometric se produce în zonele vestice ale oceanelor şi pe țărmurile estice ale continentelor, iar la latitudinile temperate situația este inversată. Circulația musonică poate crea în

anumite regiuni un regim pluviometric specific, cu o perioadă ploioasă vara şi alta uscată iarna.

Caracterul oceanic al unui climat este amplificat sau diminuat de prezența sau absența curenților marini sau oceanici permanenți, calzi sau reci din imediata vecinătate a continentelor. Exemplul tipic îl reprezintă curentul Golfului, care încălzeşte ţărmurile Peninsulei Scandinave, ridicând astfel temperatura lunilor de iarnă şi micşorând amplitudinea termică anuală. Spre deosebire de acesta, curentul rece al Labradorului măreşte amplitudinea anuală a temperaturii de-a lungul coastelor atlantice ale Americii de Nord şi Groenlandei, reduce caracterul oceanic al climei şi favorizează extinderea celui continental până în apropierea ţărmurilor.

Clima continentală se caracterizează prin oscilații şi amplitudini termice mari, diurne şi anuale, datorate încălzirii puternice a uscatului ziua şi în timpul verii şi răcirii noaptea şi pe parcursul iernii. Cele mai mari amplitudini de temperatură se înregistrează în deşerturi, unde aerul uscat, şi deci transparent, permite pătrunderea radiațiilor solare şi a celor terestre şi unde evaporația este foarte redusă. Temperaturile maxime diurne la suprafața solului pot depăşi 80°C, iar noaptea temperaturile minime coboară uneori până la 0°C. Drept consecință, amplitudinile diurne se situează frecvent între 60º-70°C.

Nebulozitatea deasupra continentelor este mai redusă decât pe suprafața oceanelor şi este determinată de norii convectivi cu mică dezvoltare orizontală, natura cețurilor (în special cețuri de radiație cu intensitate şi durată redusă), nucleele de condensare a vaporilor de apă (praf, diverse pulberi organice şi anorganice), care apar mai frecvent în zonele puternic industrializate.

Precipitațiile atmosferice sunt mult mai reduse cantitativ, comparativ cu cele din clima oceanică. Distribuția şi variabilitatea lor depind de mai mulți factori, printre care un rol dominant îl au relieful şi vegetația.

Gradul de continentalism al climei este cu atât mai accentuat cu cât regimul termic prezintă o amplitudine anuală mai mare, care la rândul ei este în funcție de distanța de la punctul respectiv până la ţărmul mării. Acesta se poate calcula după formula:

$$C = \frac{a \cdot A}{\sin(\phi + \phi_0)} + b$$

în care: A reprezintă amplitudinea anuală a temperaturii aerului în °C, ϕ latitudinea locului, iar a, b şi ϕ_0 o serie de parametri pentru care *Conrad* (citat în Dissescu et al., 1971) a propus următoarele valori: a = 1,7; ϕ_0 = 10°; b = –14. Folosind această formulă, acelaşi cercetător a stabilit pentru localitatea Thornshavn o valoare egală cu 0, iar pentru Verkhoiansk, în Siberia (Rusia), valoarea 100 (gradul cel mare de continentalism).

Sintetizând cele afirmate mai sus, pentru fiecare din cele două tipuri de climă se desprind următoarele caracteristici esențiale, care le diferențiază:

În clima maritimă:

- vară răcoroasă şi iarnă caldă;
- primăvară răcoroasă şi toamnă caldă;
- amplitudine anuală a temperaturii aerului foarte mică, ce creşte pe măsura înaintării către continent;
- umezeală relativă a aerului – mare;
- nebulozitate mare;
- maximum pluviometric – toamna şi iarna, minimum – vara;
- vânt slab, iar în apropierea țărmurilor se produc regulat brize.

În clima continentală:

- vară extrem de caldă şi iarnă rece;
- primăvară caldă şi toamnă rece;
- amplitudine termică anuală a aerului – mare;
- umezeală relativă scăzută a aerului;
- nebulozitate redusă;
- maximum de precipitații – vara;
- vânturi intense.

3. **FACTORII MODIFICATORI AI CLIMEI**

Stratul de aer, la contactul cu suprafaţa terestră, suportă variaţii esenţiale ale valorilor elementelor meteorologice determinate tocmai de specificul şi de forţa ei modificatoare, care vor genera tipuri climatice foarte variate. Această suprafaţă poate fi transformată antropic prin activităţi agricole (cultivarea plantelor, irigaţii, lucrări hidroameliorative), industriale, de construcţii etc., care schimbă implicit caracteristicile straturilor inferioare ale aerului, creând topoclimate şi microclimate aparte.

La suprafaţa terestră aerul în mişcare suferă transformări ale structurii dinamice, vitezei şi direcţiei în funcţie de particularităţile ei orografice. De natura ei depind procesele esenţiale de transformare a maselor de aer. În cazul acoperirii cu vegetaţie, absorbţia radiaţiei globale şi emisia radiaţiei terestre sunt modificate, mişcările convective sunt atenuate, iar fenomenele de evaporare şi condensare sunt accentuate. Dacă este acoperită cu zăpadă sau gheaţă produce efecte termice mult mai complexe decât în cazul absenţei lor. Suprafaţa subiacentă alcătuită din mari întinderi de apă reprezintă o sursă de aprovizionare a atmosferei cu vapori, iar dacă este formată din mari întinderi de uscat o încarcă cu praf.

Datorită acestor acţiuni exercitate, suprafaţa subiacentă activă reprezintă şi un factor modificator foarte important al climei, determinat de:

- *altitudinea reliefului* (care favorizează frontogeneza);
- *structura învelişului vegetal*;
- *natura suprafeţei de contact* (stâncoasă, argiloasă, nisipoasă, mlăştinoasă, acoperită cu zăpadă sau gheaţă);
- *activitatea antropică.*

3.1. **Factorii fizico-geografici**

În cadrul factorilor fizico-geografici, un rol modificator important al climei revine reliefului, vegetaţiei şi structurii litologice a suprafeţei active.

3.1.1. ***Relieful***

Suprafețele continentale prezintă o mare neomogenitate orografică, ce determină o gamă variată de tipuri de climă legate de formele de relief specifice. Dintre toate marile unități de relief, munții exercită acțiunea cea mai complexă asupra elementelor meteorologice, formând un tip special de climă, şi anume, *clima de munte* (montană), la orice latitudine geografică şi în oricare zonă mare de climă a globului.

Relieful, prin altitudinea lui, are rolul modificator cel mai important asupra climei, înfluențând distribuția tuturor elementelor meteorologice şi imprimându-le regiunilor respective un regim climatic aparte. Relieful acționează simultan prin *altitudine, înclinarea şi orientarea versanților şi configurația principalelor forme.*

Proporțional cu creşterea altitudinii, intensitatea radiației solare şi transparența aerului se măresc. Presiunea atmosferică, temperatura şi umiditatea scad către altitudinile înalte. Nebulozitatea, mai ales vara, este crescută, în timp ce iarna plafonul norilor este mai jos şi localitățile de mare altitudine beneficiază de un cer mult mai senin decât la câmpie. Cantitățile de precipitații cresc până la o anumită altitudine, după care reducerea cantității de vapori de apă din atmosferă are ca efect reducerea precipitațiilor. Viteza vântului creşte şi ea o dată cu altitudinea, deoarece, de-a lungul pantelor, frecarea aerului de suprafața subiacentă este foarte mare.

Rolul modificator al reliefului muntos asupra climei se exercită pe două direcții principale:

- *asupra elementelor meteorologice din regiunea respectivă;*
- *asupra climei regiunilor învecinate.*

Munții reprezintă adevărate bariere naturale în advecția maselor de aer cu origini diferite, modificându-le traiectoriile şi în acelaşi timp proprietățile termodinamice. Astfel se formează complexe de fenomene meteorologice, caracteristice regiunilor cu relief înalt şi accidentat. De cele mai multe ori, lanțurile muntoase se constituie în limite climatice.

Marea varietate de forme care alcătuieşte relieful muntos exercită o mare influență asupra regimului tuturor elementelor meteorologice, care formează clima unei regiuni: *radiația solară, temperatura aerului, presiunea atmosferică, vântul, umezeala aerului, nebulozitatea, precipitațiile atmosferice.*

3.1.1.1. *Radiația solară*

Influența reliefului asupra regimului radiativ este complexă. Ea depinde de altitudine, înclinarea şi orientarea versanților şi de natura suprafeței subiacente.

Intensitatea radiației solare directe creşte cu altitudinea, valorile sale apropiindu-se treptat de valoarea constantei solare, datorită transparenței aerului şi scurtării distanței de parcurgere a radiațiilor solare prin atmosferă. Această creştere depinde însă şi de anotimp, care influențează prin nebulozitate. De exemplu, în Alpi, la altitudinea de 3.000 m, creşterea intensității radiației solare directe comparativ cu zona de şes de la poalele munților reprezintă în luna decembrie aproximativ 50%, iar în iunie doar 35%.

Creşterea altitudinii determină şi modificarea compoziției spectrale a radiației solare directe. În absența particulelor aflate în suspensie în aer şi deci a procesului de difuzie, spectrul radiativ se îmbogățeşte în radiații de undă scurtă, cerul capătă o culoare albastru intens spre violet. Raportul procentual al radiațiilor din zona ultravioletă (radiații active din punct de vedere biologic) creşte, explicând lipsa bacteriilor din aerul munților şi acțiunea puternică a Soarelui asupra vegetației şi a pielii omului. În Alpi, la altitudinea de 1.860 m, radiația ultravioletă este de patru ori mai mare iarna şi de două ori vara, decât în regiunile joase.

Reducerea numărului de particule difuzante în raport cu creşterea altitudinii determină şi scăderea radiației difuze. Tot în Alpi, la 3.000 m, intensitatea medie anuală a radiației difuze este de 2,5 ori mai mică decât în regiunile joase din apropiere. Deşi radiația difuză se diminuează în raport cu creşterea altitudinii, radiația globală se intensifică datorită creşterii radiației globale directe. *Acest ascendent al radiației solare directe asupra celei difuze reprezintă trăsătura dominantă a regimului radiativ în zona muntoasă înaltă*.

În general, fluxul radiativ global prezintă în munți o creştere de circa 40% față de regiunile învecinate mai joase. Astfel, în zona colinară de la poalele Alpilor, radiația totală are o valoare medie anuală de 90 kcal/cm^2/an, iar la altitudinea de 3.000 m atinge 122 kcal/cm^2/an. La înălțimi şi mai mari poate depăşi 130 kcal/cm^2/an.

Înclinarea şi orientarea terenului poate modifica sensibil cantitatea de energie primită. În emisfera nordică, indiferent de latitudine, fluxul radiației solare incident pe versanții sudici creşte comparativ cu suprafața

orizontală numai până la o anumită înclinare a acestora. Creşterea este mai mare iarna, când Soarele are o înălțime redusă deasupra orizontului. Versanții cu expoziție nordică primesc cantitatea cea mai mică de radiații (tabelul 1).

Tabelul 1. *Sumele diurne ale radiației solare pe versanți cu orientare diferită (% din cea primită de suprafața orizontală)*

Latitudinea	Perioada	Înclinarea versantului nordic (grade)				Suprafața orizontală		Înclinarea versantului sudic (grade)			
		40	30	20	10	cal/cm^2	%	10	20	30	40
42°	iunie	71	82	89	96	742	100	101	98	92	83
	decembrie	0	0	14	61	137	100	170	173	204	249
50°	iunie	61	76	87	94	727	100	102	102	99	93
	decembrie	0	0	0	31	88	100	155	219	278	320

Latitudinal, diferențele dintre pantele sudice şi cele nordice cresc de la Ecuator (unde sunt aproape nesesizabile) către Poli. În emisfera sudică, raportul dintre cantitățile totale diurne ale radiației solare care revin versanților nordici şi sudici este inversat.

În zonele munților înalți, chiar dacă radiația totală creşte proporțional cu altitudinea, regimul termic nu este ridicat datorită acțiunii altor factori, care influențează negativ bilanțul radiativ, în principal stratul de zăpadă, a cărui durată creşte progresiv până la persistență, în funcție de latitudine şi gradul de umiditate a aerului.

Influența cea mai mare asupra bilanțului caloric o exercită însă radiația efectivă care prezintă valori ridicate. Scăderea conținutului de vapori de apă şi de alte impurități în aerul de deasupra munților micşorează absorbția în atmosferă a radiațiilor de undă lungă (calorice), care determină slăbirea radiației contrare a atmosferei şi creşterea radiației efective.

Datorită intensității crescute a radiației efective, bilanțul radiativ în regiunile muntoase scade în raport cu altitudinea. La micşorarea lui, un rol important îl are şi nebulozitatea crescută din timpul zilei şi din anotimpul de vară şi scăzută din timpul nopții şi al iernii, care diminuează insolația şi, respectiv, măreşte intensitatea pierderilor radiative.

3.1.1.2. *Temperatura aerului*

Variaţia bilanţului radiativ din zonele înalte montane produce modificarea regimului termic al aerului şi solului. Orientarea şi iluminarea diferită a versanţilor duce la apariţia unor mari deosebiri ale valorilor bilanţului caloric şi ale temperaturii suprafeţei subiacente pe pantele expuse inegal radiaţiei solare. Astfel, în emisfera nordică, versanţii sud-estici, sudici şi sud-vestici primesc o cantitate mai mare de căldură şi lumină decât cei nordici. Acest lucru se reflectă asupra vegetaţiei, în sensul că, primăvara, pe pantele sudice, reluarea proceselor vegetative (dezmugurirea, înfrunzirea) se face mult mai devreme decât pe cele nordice, unde zăpada persistă mult, chiar şi în timpul verii. De asemenea, pe versanţii cu expoziţie sudică, situaţi în regiuni cu precipitaţii suficiente, limita superioară a pădurii este mai ridicată decât pe versanţii nordici.

Diferenţele de încălzire care apar pe pante în funcţie de orientarea şi înclinarea lor se resimt şi în temperatura solului, până la adâncimi de peste un metru. În urma observaţiilor efectuate în Munţii Alpi (Valea Innului) s-a stabilit că, la 80 cm în sol, diferenţa medie anuală între temperatura de pe versanţii nordici şi cei sudici ai unei coline înalte de 600 m poate atinge şi depăşi 3°C (tabelul 2).

Tabelul 2. *Variaţia temperaturii solului (°C) la adâncimea de 80 cm, în funcţie de orientarea versanţilor şi de anotimp (Valea Innului, Munţii Alpi)*

Perioada	Expunerea versantului								
	N	NE	E	SE	S	SV	V	NV	Media
iarna	4,2	4,4	4,0	5,1	5,3	6,6	5,5	4,5	5,0
vara	15,3	17,0	18,6	19,7	19,3	18,8	18,5	16,0	17,8
anual	9,5	10,8	11,3	12,6	12,6	12,7	12,2	10,2	11,5

Sursa: Berbecel şi Neacşa, 1966

Reducerea treptată a bilanțului radiativ în zona muntoasă determină scăderea temperaturii aerului în raport cu altitudinea, în medie cu 0,5°-0,6°C/100 m. Acest *gradient termic vertical* suferă abateri de la valorile medii în funcție de mai mulți factori: *momentul zilei, anotimp, natura masei de aer, condițiile orografice locale, expoziția versanților şi curenții atmosferici.* Deseori, se produc abateri de la această regulă generală, apărând *inversiunile termice*, în sensul creşterii temperaturii cu altitudinea. Acest fenomen este favorizat de nopțile senine, mai ales din timpul iernii, circulația slabă a aerului şi de formele concave de relief (văi adânci şi depresiuni intramontane), unde se acumulează aerul rece care se scurge de pe versanți şi de pe culmile înzăpezite. În situații de cer acoperit sau cu vânt puternic inversiunile termice nu se formează. În aceste forme de relief se produc cele mai scăzute temperaturi ale aerului şi cele mai mici minime absolute. În România, de exemplu, temperatura minimă absolută (–38,5°C) s-a înregistrat la Bod, în Depresiunea Braşovului, în data de 25.01.1942 (Stoenescu, Ţâştea, 1962), valoare care nu a fost depăşită până în prezent. Inversiunile termice din timpul nopții şi al iernii, ca şi advecția maselor de aer rece accentuează în văi şi depresiuni frigul şi frecvența înghețului, dar şi apariția brumei şi a ceții. Aceste zone au cel mai ridicat grad de asprime a iernii, fapt concretizat în inversiuni de etaje (subzone) forestiere, în funcție de cerințele speciilor față de factorul termic şi de rezistența la frig şi ger (de ex.: fagul, specie termofilă, poate fi întâlnit la înălțimi mai mari decît molidul, specie ombrofilă, care ocupă văile şi depresiunile adânci). De asemenea, omul a evitat, în decursul istoriei, construirea aşezărilor în văile adânci şi depresiunile închise, preferând văile largi, piemonturile, terasele înalte, suprafețele de eroziune, larg deschise radiației solare.

Circulația locală de tipul brizelor (de vale şi munte), ca şi efectul specific provocat de munți asupra curenților atmosferici (efectul de foehn) produc variații termice importante, care intensifică, atenuează sau chiar schimbă sensul gradientului termic vertical. Aceste variații determină, la rândul lor, schimbări accentuate în profilul vertical al umezelii aerului.

Relieful are o influență puternică şi asupra variației diurne şi anuale a temperaturii aerului, şi în special asupra amplitudinii termice. În atmosfera liberă, atât amplitudinea termică diurnă, cât şi cea anuală scad cu altitudinea. În zona muntoasă, această regulă este modificată de configurația formelor de relief şi de circulația aerului, care au o influență

puternică asupra evoluției diurne şi anuale a temperaturii aerului. Astfel, pe platourile înalte şi întinse, văile largi şi versanții cu înclinare mică, amplitudinile termice diurne şi anuale sunt mari. Datorită rarefierii aerului şi conținutului scăzut de vapori de apă şi particule solide în suspensie, acestea se încălzesc puternic în timpul zilei şi al verii, datorită cantității mari de radiație solară primită şi se răcesc mult în timpul nopții şi al iernii, prin pierderile de căldură datorate radiației terestre şi prin acumularea aerului rece pe pante. Aceste particularități ale regimului termic caracterizează zonele montane printr-un grad mare de continentalism.

Amplitudinile termice diurne şi anuale sunt mai mici în formele de relief convexe (regim termic moderat) şi mai accentuate în cele concave (regim termic sever).

Versanții cu suprafață mare şi pantă accentuată au, în sectoarele lor inferioare, caracteristicile termice ale formelor de relief concave (amplitudini termice mari), iar în cele superioare, particularitățile formelor convexe (amplitudini termice reduse).

În defileele strâmte, variația diurnă şi anuală a temperaturii aerului este mai mică decât în văile largi, deoarece pereții aproape verticali reduc durata de strălucire a Soarelui, sau chiar împiedică iluminarea acestora.

În sectoarele înalte ale munților, variația diurnă şi anuală a temperaturii aerului se apropie de cea caracteristică climei maritime, cu contraste termice reduse, maximul şi minimul termic fiind decalate față de regiunile joase.

În zonele montane, datorită topirii târzii a stratului de zăpadă, primăvara este mai rece şi toamna mai caldă, iar extremele termice (maxima şi minima anuală) sunt întârziate.

3.1.1.3. *Presiunea atmosferică*

Scade treptat o dată cu creşterea altitudinii față de nivelul mării ca urmare a reducerii grosimii atmosferei şi micşorării densității aerului. În atmosfera liberă, scăderea presiunii în raport cu înălțimea se face logaritmic. În munți, repartiția presiunii aerului se complică datorită reliefului accidentat, care determină apariția gradienților barici între diferitele părți ale masivelor montane.

Deasupra regiunilor muntoase, suprafețele izobarice suferă modificări puternice în urma proceselor de interacțiune care au loc în

timpul advecției între masa de aer şi versanți, dar şi sub influența variației temperaturii aerului (tabelul 3). Din acest tabel se observă că înălțimea suprafețelor izobarice este direct proporțională cu temperatura aerului.

Scăderea presiunii aerului în raport de altitudine are diferite efecte asupra mediului fizic atmosferic, dar şi asupra stării fiziologice a organismelor.

Reducerea presiunii în raport cu altitudinea determină scăderea punctului de fierbere a apei. La o reducere a presiunii cu 30 mb, temperatura de fierbere scade cu aproximativ 1°C. Astfel, la o altitudine de 4.000 m apa fierbe la 87°C, având ca efect încetinirea fierberii alimentelor.

O dată cu creşterea altitudinii se schimbă şi compoziția aerului. Proporția diferitelor gaze componente (azotul şi oxigenul, în special) scade lent şi se menține relativ constantă până la mari înălțimi, în schimb conținutul în vapori de apă şi impurități scade brusc. Cauzele sunt, în principal, îndepărtarea de suprafața subiacentă generatoare şi scăderea temperaturii aerului, care influențează asupra mărimii umezelii absolute. Drept consecință a modificării compoziției aerului, transparența şi vizibilitatea orizontală cresc în concordanță cu înălțimea, influențând pozitiv intensitatea radiației solare directe, care se apropie treptat de valoarea constantei solare.

Tabelul 3. *Înălțimea (m) suprafețelor izobarice la diferite temperaturi şi la o presiune normală, considerată la nivelul mării (1.013,3 mb)*

Suprafața izobarică (mb)	Temperatura (°C) la nivelul mării		
	–20	0	20
1.000	98	106	114
900	870	940	1.010
800	1.800	1.940	2.000
700	2.670	2.940	3.100
600	3.740	4.030	4.350
500	4.970	5.370	5.730
400	6.400	6.890	7.370
300	8.270	8.910	9.470

Sursa: Berbecel şi Neacşa, 1966

Rarefierea aerului, în special a oxigenului provoacă modificări fiziologice şi chiar patologice asupra organismului uman: dilatarea inimii, accelerarea pulsului şi respiraţiei, reducerea capacităţii de muncă, hemoragii nazale, insomnie, ameţeli, fenomene cunoscute sub denumirea de „rău de altitudine". Pentru a rezista la înălţimi foarte mari, omul se poate adapta prin aclimatizare, proces în cadrul căruia au loc transformări în ceea ce priveşte conţinutul de hemoglobină şi creşterea numărului de hematii (globule roşii), mărirea volumului toracic, pentru compensarea reducerii oxigenului din atmosferă. Prin acest proces de aclimatizare omul a reuşit să creeze aşezări permanente la altitudini de peste 4.000-5.000 m în Munţii Pamir, Anzi şi în Platoul înalt al Tibetului, unde presiunea atmosferică este de 520 mb (jumătate din cea normală, de la nivelul mării).

3.1.1.4. *Vântul*

Relieful exercită o influenţă puternică asupra circulaţiei aerului. În cazul advecţiei unei mase de aer cu o anumită viteză de deplasare a curenţilor pe direcţia unui lanţ muntos, aceştia suferă modificări substanţiale ale undelor de propagare a mişcării rectilinii, apărând vânturi cu caracter ondulator şi chiar vârtejuri (fig. 33).

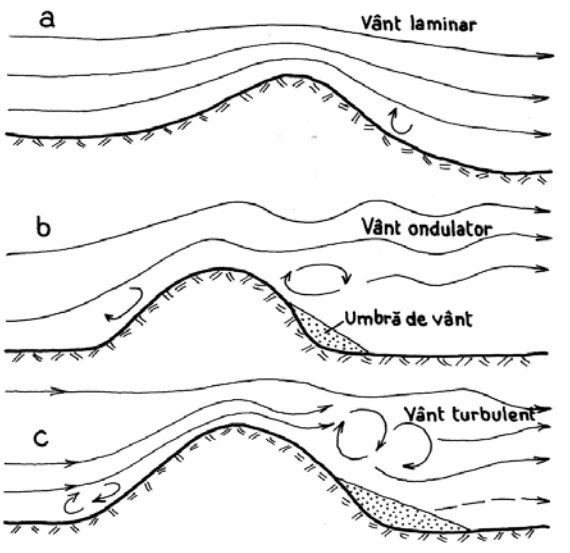

Fig.33. *Influenţa reliefului asupra vântului*
Sursa: Măhăra, 2001

Datorită acțiunii sale şi sub influența unor condiții fizico-geografice specifice, în zonele montane se formează vânturi locale, care imprimă un caracter deosebit regimului eolian, total diferit de cel al regiunilor de câmpie. Contrastele termice şi barice care apar între diferite sectoare ale reliefului muntos, în urma încălzirii şi răcirii inegale a suprafeței subiacente active a versanților, văilor şi culmilor reprezintă cauzele principale ale formării unor *vânturi locale de tip briză* (briza de vale şi briza de munte). Un alt aspect al circulației aerului în zona de munte este apariția unor *vânturi locale descendente* (bora şi foehnul), care se formează datorită barajului orografic format de munți în calea curenților de aer, cărora le transformă însuşirile termodinamice inițiale.

Briza de vale şi de munte sunt vânturi cu periodicitate diurnă, de sens contrar.

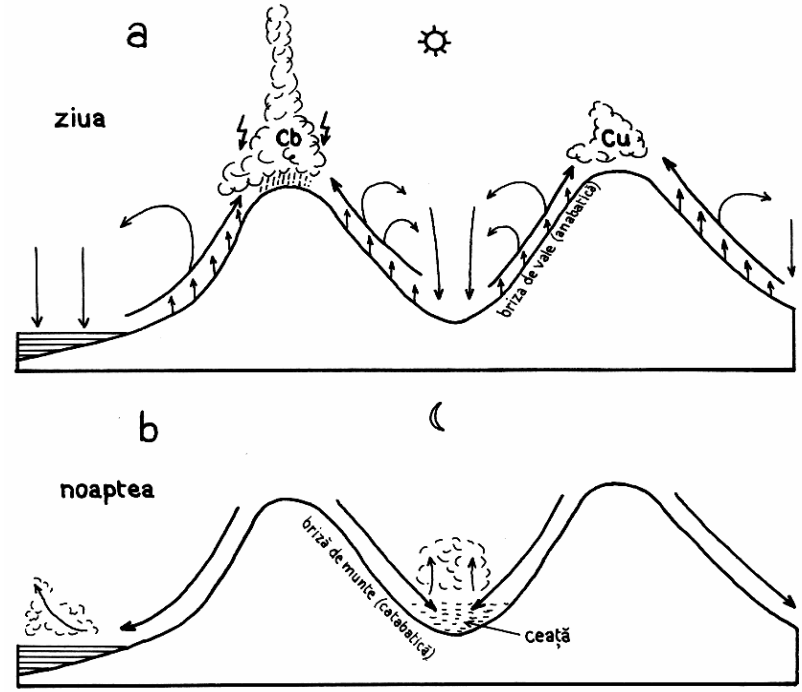

Fig. 34. *Briza de vale (a) şi de munte (b)*
Sursa: Măhăra, 2001

În timpul zilei versanții se încălzesc mai mult decât fundul văilor, determinând apariția unui gradient baric între vale şi sectoarele mai înalte ale versanților, însorite timp mai îndelungat. Datorită acestei forțe, aerul va avea o mişcare ascendentă, formând briza de vale (fig. 34 a). Circuitul aerului se închide printr-un curent descendent care se dezvoltă deasupra axei văii (la acelaşi nivel, aerul din atmosfera liberă este mai rece decât cel de pe versanți). Briza de vale este cu atât mai intensă, cu cât masa de aer prezintă o instabilitate mai mare. Ea se dezvoltă numai pe timp senin.

În timpul nopții, aerul răcit prin radiație terestră deasupra versanților devine mai dens şi alunecă spre zonele joase ale văilor, formând un curent descendent, care poartă denumirea de briză de munte (fig. 34 b). Locul aerului rece care coboară este luat de aerul mai cald din atmosfera liberă. Briza de munte se poate dezvolta în orice condiții de vreme, dar pe timp noros este mai puțin intensă.

Schimbul de mase de aer realizat prin intermediul acestui mecanism al brizelor atenuează contrastele termice dintre zi şi noapte, deci şi amplitudinile termice diurne şi anuale. Mişcarea ascendentă a aerului în timpul zilei (briza de vale) intensifică procesul de cumulizare şi producerea precipitațiilor orografice.

Foehnul este un vânt cald şi uscat care bate dinspre culmile înalte ale munților către văile şi regiunile joase din apropiere. Tipul clasic se produce la trecerea masei de aer peste un lanț de munți, sub influența gradientului baric ce se dezvoltă la trecerea unui ciclon (depresiune barică). Acest tip de vânt se poate produce şi în regim anticiclonic, în care descendența aerului provoacă efectul de foehn pe ambii versanți.

Fenomenele meteorologice caracteristice sunt temperatura şi umezeala relativă coborâtă a aerului, ce derivă în urma proceselor de răcire şi încălzire adiabatică, pe care le suportă masa de aer în timpul traversării lanțului muntos. Pe versanții expuşi vântului în prima parte a mişcării ascendente, datorită destinderii pe care o suferă masa de aer, temperatura scade conform gradientului adiabatic uscat (1°C/100 m.ΔH). De la nivelul de condensare în sus, răcirea aerului se produce mai lent din cauza căldurii latente de evaporare ce se degajă în timpul condenensării vaporilor de apă (gradientul adiabatic umed este mai mic decât cel uscat). În timpul convecției dinamice, pe versantul expus vântului se formează nori şi cad precipitații, ce duc astfel la micşorarea rezervei de vapori existentă în masa de aer.

Pe versantul opus (adăpostit de vânt), aerul se află într-o mişcare descendentă, care determină ridicarea temperaturii şi îndepărtarea de starea de saturaţie. În mişcarea de coborâre, aerul se încălzeşte conform gradientului adiabatic uscat, din care cauză el ajunge la baza muntelui, în partea adăpostită, cald şi uscat (fig. 35). În urma mişcărilor descendente ale aerului, norii încep să se destrame, timpul caracterizându-se prin cer senin şi temperaturi mult mai ridicate decât pe versantul opus, unde de cele mai multe ori apar nori lenticulari din cauza mişcărilor ondulatorii ale aerului de la nivelul culmilor muntoase.

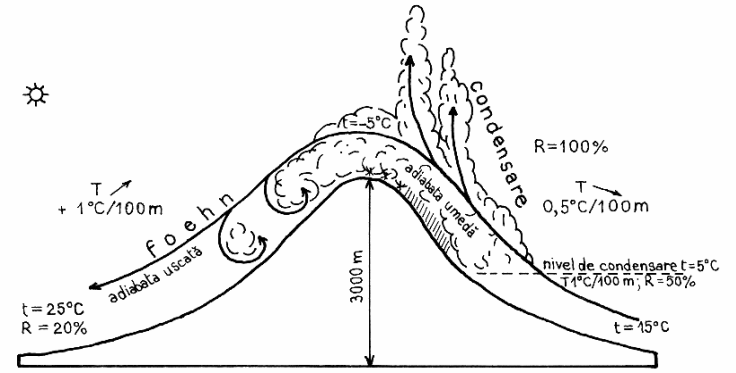

Fig. 35. *Schema formării foehnului*
Sursa: Măhăra, 2001

Tabelul 4. *Caz tipic de foehn în Alpi (31 ianuarie-1 februarie 1869)*

Localitatea	Altitudinea (m)	Temperatura aerului (°C)	Umezeala relativă (%)	Direcţia vântului	Starea timpului
San Vittore	268	2,5	85	S	Pe versantul sudic dinspre Italia era rece şi ploaie, iar pe cel nordic dinspre Elveţia, cald şi senin.
Saint Gothard	2.100	– 4,5	95	S	
Altdorf	454	14,5	28	S	

Sursa: Berbecel şi Neacşa, 1966

Foehnul clasic (dinamic sau advectiv) a fost studiat prima dată în Munţii Alpi, încă din a doua jumătate a secolului al XIX-lea (tabelul 4). Condiţia principală pentru formarea lui este condensarea vaporilor de apă pe partea expusă vântului, în urma căreia se eliberează cantităţi importante de căldură, care atenuează răcirea aerului în timpul mişcării ascendente. Pentru aceasta este necesar ca lanţul muntos să fie suficient de înalt, astfel încât masele de aer în ascensiune să atingă prin răcire nivelul de condensare. Datorită reducerii umezelii absolute în urma ploilor care se produc pe versantul expus vântului şi a creşterii temperaturii în urma mişcărilor descendente ale aerului de pe versantul opus, aici umezeala relativă a aerului poate înregistra valori foarte scăzute (5-10%). În cazul foehnului anticiclonic, creşterea temperaturii se produce simultan pe toţi versanţii.

Durata foehnului variază de la câteva ore până la câteva zile, iar viteza vântului poate să atingă şi să depăşească 10 m/s. Acest tip de vânt se poate produce în oricare anotimp, atât ziua cât şi noaptea. În regiunile în care frecvenţa fenomenului este foarte mare (100 zile/an), el exercită o influenţă importantă asupra stării timpului şi a climei, care se caracterizează prin apariţia secetelor.

Efectele foehnului sunt pozitive, dar şi negative. Dintre cele pozitive trebuie amintite topirea mai devreme, primăvara, a zăpezii de pe versanţi, reluarea timpurie a vegetaţiei şi atingerea maturităţii depline (coacerea) a cerealelor şi fructelor. De exemplu, pe versantul sud-estic şi sudic al Carpaţilor de Curbură se află cea mai importantă zonă viticolă a României (Podgoria Dealu Mare).

Efectele negative (riscuri) constau în inundaţiile care apar ca urmare a topirii rapide şi bruşte a zăpezii, doborârea copacilor din cauza vitezei mari a vântului, compromiterea recoltelor datorită umezelii relative foarte scăzută a aerului, care este un factor de risc pentru plantele de cultură, dar şi pentru păduri, pajişti şi fâneţe naturale etc.

Bora reprezintă un vânt foarte puternic şi rece care se formează prin deplasarea rapidă a aerului răcit deasupra podişurilor nu prea înalte, înzăpezite, către mare sau depresiunile joase din jur, datorită contrastelor mari, termice şi barice. Este specific perioadei reci a anului. Cazul cel mai tipic este bora de Novorosisk (Munţii Caucaz, Rusia). În timpul lui, temperatura coboară până la –20°C, iar viteza depăşeşte uneori 60 m/s. Intensitatea mare a vântului formează pe suprafaţa mării valuri înalte, care

se sparg şi pulverizează picăturile de apă pe ţărm, acoperind cu gheaţă construcţiile portuare şi navele, pe care uneori le scufundă. Stratul de gheaţă ce se depune pe cheiul de la Novorosisk atinge uneori grosimi de peste 4 m. În mod frecvent, bora durează o zi, dar durata lui poate fi şi de o săptămână, având frecvenţa maximă în intervalul noiembrie-martie.

El este caracteristic zonelor de litoral, unde, între uscatul rece şi marea mai caldă, se intercalează un lanţ muntos, nu foarte înalt. Configuraţia respectivă a reliefului permite acumularea aerului rece şi dens în spatele obstacolului, până la nivelul culmilor, după care se prăvăleşte cu mare viteză deasupra zonei joase a litoralului (fig. 36). Temperatura scăzută a aerului care se deplasează se explică prin slaba încălzire adiabatică datorită înălţimii reduse a lanţului muntos peste care trece. La creşterea vitezei vântului contribuie şi canalizarea forţată a acestuia prin trecători şi văi. Acţiunea borei se resimte până la o distanţă de aproximativ 3-5 km de la ţărm.

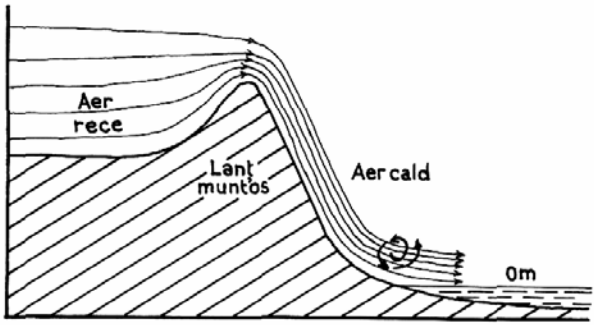

Fig. 36. *Schema formării borei*
Sursa: Măhăra, 2001

Situaţiile sinoptice care favorizează formarea borei sunt existenţa în timpul iernii a unui anticiclon deasupra uscatului, despărţit de aerul mai cald de la suprafaţa apei de un front rece, amplasat pe versantul abrupt dinspre litoral.

Bora este un vânt caracteristic multor regiuni geografice de pe glob (litoralul estic al Mării Adriatice, Coasta Dalmaţiei (Croaţia), ţărmul caucazian al Mării Negre la Novorosisk, ţărmul Lacului Baikal, litoralul Antarcticei etc.).

Vânturile orografice de tip foehn şi bora poartă denumiri locale diferite: Chinook, la poalele versanilor estici ai Munţilor Stâncoşi (S.U.A.), Vântul Mare pe versantul nordic al Carpaţilor Meridionali, Coşava în Banat etc., pentru primul tip, şi Sarma pe litoralul lacului Baikal (Rusia), Mistralul pe valea Rhonului, de la poalele Masivului Central Francez până la Marea Mediterană (Franţa), Nemira în Depresiunea Trei Scaune, format din aerul rece al crivăţului, care pătrunde prin Carpaţii Orientali etc., pentru cel de al doilea tip.

Vânturile locale, generate de relieful înalt, exercită prin efectele lor o influenţă puternică asupra condiţiilor climatice dintr-o anumită regiune de munte. Lanţurile muntoase reprezintă uneori bariere de netrecut în calea maselor de aer, determinând în acest fel condiţii meteoclimatice diferite de o parte şi de alta a versanţilor. Ele au o influenţă mare în special asupra maselor de aer rece şi dens, care datorită stratificaţiei verticale slabe, de cele mai multe ori nu pot depăşi culmile muntoase înalte. Datorită acestor efecte, marile lanţuri muntoase ale globului: Himalaya (Asia), Cordilieri (America de Nord), Anzi (America de Sud), şi de foarte multe ori chiar munţii cu extensiune mai mică (Alpi, Caucaz, Carpaţi), reprezintă adevărate graniţe climatice, imprimând zonei lor şi a celor învecinate trăsături climatice bine individualizate.

3.1.1.5. *Umezeala aerului*

Conţinutul în vapori de apă din aer determină gradul de umiditate al acestuia şi se află în strânsă corelaţie cu temperatura sa.

În atmosfera liberă, *umezeala absolută* a aerului scade cu înălţimea datorită îndepărtării de sursa de evaporaţie reprezentată de suprafaţa subiacentă şi de scăderea temperaturii. Acelaşi lucru se petrece şi în zona muntoasă, cu deosebirea că scăderea este mai lentă datorită suprafeţei munţilor, care determină o temperatură mai ridicată a aerului şi un surplus de vapori de apă.

Conţinutul în vapori de apă din aer scade rapid cu altitudinea în primii kilometri de la baza troposferei. După observaţiile efectuate în Alpi, la altitudinea de 2.000 m, umezeala absolută medie reprezintă aproximativ jumătate din cantitatea vaporilor de apă de la nivelul mării (48%), comparativ cu atmosfera liberă, la acelaşi nivel (41%). În tabelul 5, se

poate observa clar scăderea rapidă a umezelii absolute cu înălțimea, raportată la cea de la nivelul mării, care este considerată egală cu 100%.

Tabelul 5. *Variația umezelii absolute (%) cu altitudinea*

Altitudinea (m)	500	1.000	1.500	2.000	2.500	3.000	3.500	4.000
În munți	83	70	58	48	40	34	28	23
În atmosfera liberă	83	68	51	41	34	26	20	17

Umezeala absolută a aerului prezintă variații diurne şi anuale, care depind de următorii factori: *temperatură, circulația aerului sub forma brizelor, altitudine, expoziția versanților față de razele solare şi de curenții atmosferici, configurația reliefului.*

Pe versanți şi culmile muntoase, umezeala absolută înregistrează un maximum diurn la amiază, sub efectul brizei de vale şi un minimum dimineața în apropierea răsăritului Soarelui, când se înregistrează şi minimum de temperatură.

În văi şi depresiuni se observă două minime, la fel ca în zona de câmpie: unul în timpul zilei, sub influența mişcărilor convective, şi altul spre dimineață, ca efect al temperaturii scăzute ce provoacă condensarea vaporilor de apă. În timpul anului, valoarea maximă se înregistrează vara, iar cea minimă iarna, la fel ca şi la câmpie.

Umezeala relativă a aerului prezintă o variație mult mai mult influențată de orientarea şi înclinarea versanților şi de altitudine, care este asemănătoare celei din zonele de câmpie, cu producerea unui maximum vara şi unui minimum iarna, în depresiuni şi în văi. De la o anumită înălțime, în funcție de zona climatică, umezeala relativă maximă se produce la începutul verii, după amiaza, datorită predominării mişcărilor ascendente, iar cea minimă iarna şi în timpul nopții, ca efect al mişcărilor descendente ale aerului.

Inversarea tipurilor de variație diurnă şi anuală a umezelii relative a aerului se produce între 1.500 şi 2.000 m altitudine, în funcție de zona macroclimatică şi orientarea versanților față de advecția maselor de aer umede.

3.1.1.6. *Nebulozitatea*

Regimul nebulozității (nefic) şi al cețurilor este foarte variat, ca urmare a influenței pe care o exercită formele de relief şi orientarea versanților, față de direcția vânturilor dominante, asupra acestor elemente meteorologice. În munți, caracteristica principală a nebulozității este dată de predominarea mişcărilor convective (termice şi mai ales dinamice), în urma cărora se formează norii cumuliformi, cu puternică dezvoltare, în tot timpul anului.

În *variație diurnă*, nebulozitatea prezintă un maximum ziua, datorită convecției, şi un minimum noaptea, din cauza mişcărilor descendente ale aerului, timpul senin fiind mult mai frecvent decât în zonele de câmpie. Acest regim este favorizat şi de circulația locală a aerului, ascendentă în timpul zilei (briza de vale) şi descendentă noaptea (briza de munte).

Variația anuală a nebulozitatății are un maximum vara, când timpul noros este foarte frecvent, în detrimentul celui senin, care este specific doar zonelor cu climat arid (ex.: în masivele din Asia Centrală) şi un minimum iarna. La creşterea nebulozității din timpul verii contribuie nu numai procesele de convecție, dar şi nivelul înalt de condensare a vaporilor de apă. Iarna, convecția este mult redusă, iar înălțimea nivelului de condensare este foarte scăzută, determinând un număr mare de zile senine, în special în partea superioară a munților.

Spre deosebire de regiunile muntoase înalte, în zonele de câmpie, nebulozitatea este determinată, în principal, de activitatea ciclonică din timpul iernii, când se înregistrează un maximum (nebulozitate stratiformă) şi de convecția termică vara, care produce un minimum, datorat norilor cumuliformi.

Regimul anual al fenomenului de ceață este asemănător cu cel al nebulozității, deoarece ceața din regiunea de munte coincide cu norii care sunt în contact permanent cu versanții sau cu fundul văilor. În general, regiunile muntoase se caracterizează printr-un număr mare de zile cu ceață. În zonele înalte, cețurile sunt mai puțin frecvente ziua şi vara, iar în depresiuni şi în văile adânci, noaptea, şi mai ales iarna, datorită acumulării aerului descendent, răcit pe culmi şi versanți.

În concluzie, în munți, norii şi ceața se dezvoltă alternativ, iarna şi noaptea spre dimineață în văi, vara şi după amiaza pe înălțimi.

3.1.1.7. *Precipitaţiile atmosferice*

În regiunile muntoase, precipitaţiile sunt abundente şi frecvente, comparativ cu regiunile de câmpie, datorită dezvoltării şi intensificării mişcărilor ascendente ale aerului, pe de o parte, şi încetinirii deplasării maselor de aer şi a fronturilor deasupra reliefului accidentat, pe de altă parte.

Formarea norilor şi producerea precipitaţiilor în zona de munte au două cauze principale: *convecţia termică* şi cea *dinamică.*

Convecţia termică este determinată de încălzirea neuniformă şi nesincronă a diferitelor sectoare ale munţilor datorită insolaţiei şi este materializată prin formarea brizei de vale. Acest proces convectiv duce la dezvoltarea norilor cumuliformi, care prin evoluţie pot genera precipitaţii cu intensitate mare şi durată scurtă (averse, ploi torenţiale).

În emisfera nordică, norii de convecţie termică se dezvoltă succesiv: înainte de amiază pe pantele estice, la amiază pe cele sudice, iar după amiază, pe versanţii cu expoziţie vestică.

Convecţia dinamică sau orografică este specifică în cazul advecţiei maselor de aer, care generează pe versanţii expuşi vântului o nebulozitate ridicată, care la rândul ei provoacă precipitaţii abundente, de lungă durată, datorită întârzierii fronturilor atmosferice în deplasarea lor peste obstacolul creat de lanţul muntos.

În urma observaţiilor efectuate în zonele muntoase, s-a constatat că precipitaţiile atmosferice cresc cu altitudinea, conform gradientului pluviometric vertical (în zonele temperate este de 100 mm/100 m), dar numai până la o anumită valoare, considerată *nivelul maxim de condensare şi precipitare a vaporilor de apă*. Peste acest nivel, datorită scăderii progresive a conţinutului de vapori de apă din aer, cantităţile de precipitaţii se diminuează. Zona cu cele mai mari cantităţi de precipitaţii depinde de înălţimea nivelului de condensare, care fluctuează puternic în altitudine, în funcţie de anotimp, mai ales în zonele continentale, şi de geneza lor (frontale sau termoconductive). Cu cât masa de aer este mai umedă şi mai instabilă, cu atât nivelul zonei cu precipitaţii maxime este mai coborât. De exemplu, în Munţii Himalaya, pe partea sudică expusă musonului de vară, ce bate dinspre Oceanul Indian, zona precipitaţiilor maxime este situată la altitudinea de 1.000-1.500 m, comparativ cu pantele nordice, unde aceasta depăşeşte 3.000 m înălţime.

Zona precipitațiilor maxime prezintă oscilații sezoniere, fiind mai coborâtă iarna şi mai ridicată vara, datorită vitezei de saturare a aerului în funcție de temperatură. De asemenea, în funcție de altitudine şi orientarea versanților, cantitatea de precipitații este repartizată neuniform în cadrul zonelor muntoase. Culmile orientate perpendicular pe direcția de advecție a maselor de aer umed primesc cantități mari de precipitații, spre deosebire de zonele adăpostite, mult mai uscate datorită efectelor foehnale, care favorizează apariția deşerturilor. Pe glob există multe lanțuri mari muntoase, care determină o astfel de repartiție a precipitațiilor, tipice fiind Pamir, Karakorum, Himalaya, Anzi, Stâncoşi. Pe versantul sudic al Munților Himalaya se înregistrează maximul pluviometric de pe glob (Cherapundji, cu peste 12.000 mm anual), iar pe cel nordic există mari întinderi deşertice (Takla-Makan, Gobi). În zona tropicală a Munților Anzi, sectorul estic primeşte anual 2.000-4.000 mm, comparativ cu cel vestic, unde se înregistrează 1-10 mm, determinând apariția deşertului Atacama.

În cazul culmilor paralele, orientate perpendicular pe direcția de advecție a maselor de aer umed, cantitățile cele mai mari de precipitații sunt primite de primele culmi, ca efect al escaladării maselor de aer. Deasupra celorlalte, conținutul în vapori de apă al aerului devine tot mai scăzut, având drept consecință reducerea treptată a cantităților de precipitații şi apariția deşerturilor intramontane (ex.: *Death Valley*, din Munții Stâncoşi, S.U.A.).

3.1.1.8. *Stratul de zăpadă*

În munți, o mare parte din cantitatea de precipitații cade sub formă de zăpadă, datorită scăderii treptate a temperaturii, formând un strat a cărui grosime şi persistență creşte cu altitudinea (tabelul 6).

Tabelul 6. *Variația cantității de precipitații sub formă de zăpadă în funcție de altitudine*

Altitudinea (m)	% din totalul de apă căzută
500	12
1.000	25
2.000	60
3.000	90
3.600	100

În zona temperată, durata menţinerii stratului de zăpadă creşte cu 3-4 zile la fiecare 100 m înălţime. Grosimea stratului de zăpadă este destul de neuniformă şi prezintă contraste mari datorită configuraţiei reliefului şi efectului mecanic al vântului, care transportă şi redistribuie zăpada. Vântul modifică astfel şi durata menţinerii stratului de zăpadă. De exemplu, în Munţii Scandinavici, deşi cantităţile cele mai mari de precipitaţii cad pe versanţii vestici, gheţarii şi stratul cel mai gros de zăpadă se formează pe cei estici, datorită acţiunii de spulberare şi depunere exercitate de vânturile dominante de vest. O dată cu creşterea altitudinii se reduce şi intervalul cu temperaturi pozitive (peste 0°C), şi din această cauză zăpada căzută nu se mai topeşte în întregime în anotimpul cald, acumulându-se de la an la an şi formând un strat permanent de zăpadă. Altitudinea la care se situează acesta poartă denumirea de *limita zăpezilor permanente*.

Această limită fluctuează mult de la o zonă muntoasă la alta, în funcţie de mai mulţi factori: *latitudinea geografică, temperatura şi umezeala maselor de aer dominante, expoziţia versanţilor în raport cu direcţia razelor solare şi a vânturilor dominante, configuraţia formelor de relief.*

Tabelul 7. *Limita zăpezilor permanente (m) în raport cu altitudinea*

Latitudinea (°)	Emisfera nordică		Emisfera sudică	
	Altitudinea medie	Altitudinile extreme	Altitudinea medie	Altitudinile extreme
0-10	4.600	4.500-4.600	5.000	4.500-5.800
10-20	4.600	4.600-4.700	5.600	5.000-6.100
20-30	5.300	4.900-6.000	5.100	4.700-6.100
30-40	4.300	3.500-6.100	3.000	1.600-4.500
40-50	3.000	1.400-4.300	1.500	700-2.200
50-60	2.050	800-3.200	800	500-1.200
60-70	1.100	550-2.300	0	-
70-80	550	300-1.000	-	-

Sursa: Pop, 1988

În general, limita zăpezilor permanente creşte de la poli spre tropice, unde atinge cele mai mari altitudini medii, datorită gradului ridicat de uscăciune a aerului şi cantităţilor reduse de precipitaţii (tabelul 7). În regiunile polare, limita se reduce treptat până la nivelul mării. În

emisfera sudică, datorită predominării suprafețelor mari oceanice, în detrimentul celor de uscat, aerul prezintă o umiditate mai mare şi o temperatură mai scăzută, astfel că limita zăpezilor permanente coboară la nivelul mării la latitudini mai mici decât în emisfera nordică (53°). Pe versanții sudici ai sistemului muntos Himalayan, limita zăpezilor permanente se situează la 4.900 m altitudine, iar pe cei nordici, mai secetoși, urcă la 5.600 m.

În anumite condiții de relief, zăpada acumulată în timp îndelungat şi fără intervenția unor schimbări majore climatice poate genera formarea ghețarilor de munte (circ şi vale). Studiul limitei zăpezilor permanente şi a oscilațiilor ei în funcție de anumiți factori naturali are o deosebită importanță științifică în cercetarea glaciațiunii cuaternare la nivelul globului.

3.1.1.9. *Etajarea altitudinală a climei*

În cadrul zonalității generale a climei în sens latitudinal, generată de distribuția inegală a radiației solare impusă de forma aproape sferică a Pământului, sistemele muntoase care apar în toate aceste zone au un rol modificator al diferitelor elemente climatice, care atrag după sine şi pe cele ale celorlalte componente naturale (vegetație, sol, faună). Astfel, în munți, apare o nouă repartiție, în etaje, în raport cu altitudinea. Toate acestea se realizează conform legii globale a etajării, dar care spațial are un caracter regional. *Ea exprimă diferențierea într-un sistem muntos, de la o anumită înălțime, a etajelor geografice, concretizate în peisaje geografice, ale căror trăsături caracteristice pot fi regăsite în tipurile zonale aflate la latitudini mai mari* (Ielenicz, 2000).

Variația altitudinală a elementelor meteorologice are drept consecință principală *etajarea climatică în înălțime,* deci apariția etajelor climatice, care condiționează la rândul ei dispunerea vegetației în etaje şi subetaje.

Etajarea climatică este determinată, în primul rând, de *variația bilanțului radiativ caloric* în raport cu altitudinea, care determină schimbarea temperaturii aerului. În urma cercetărilor, s-a stabilit că la fiecare 1.000 de metri diferență de nivel, temperatura aerului scade cu 5-6°C. Această scădere termică, în plan orizontal, este echivalentă cu o deplasare latitudinală spre nord cu aproximativ 600 km.

Un alt factor major care condiționează schimbarea pe verticală a climei este *bilanțul umezelii*. În timp ce la latitudinile mijlocii şi superioare, din punct de vedere climatic, influența cea mai mare o are factorul termic, la latitudinile mici (zona caldă), rolul determinant revine umezelii aerului. Aceşti doi factori climatici, sub forma bilanțului hidrotermic, acționează şi în cazul sistemului muntos înalt. În munți, limita inferioară a pădurii este în raport cu cerințele speciilor față de umiditate, iar cea superioară, cu exigențele față de factorul termic, în special de necesarul de temperatură din perioada de vegetație activă, care corespunde izotermei de 10°C a lunii celei mai calde.

Succesiunea pe verticală a etajelor climatice din munți urmăreşte, în general, aceeaşi ordine, dar pot apărea şi anumite anomalii legate de particularitățile de altitudine, care determină anumite tipuri climatice şi extinderea lor în înălțime, în funcție de poziția geografică a masivului muntos respectiv.

3.1.2. ***Vegetația***

Între cele două geosfere (climatosfera şi biosfera) există raporturi de interdependență şi condiționare reciprocă, *învelişul vegetal reprezentând cea de a patra mare categorie de suprafață subiacentă* cu acțiune generatoare, dar şi modificatoare a climatului, alături de uscat, apă şi relief. Interrelația permanentă dintre covorul vegetal şi climat este direcționată în ambele sensuri, în principal climatul influențează vegetația, care la rândul ei are o acțiune modificatoare a acestuia. Deci, *climatul este cauza*, iar *vegetația reprezintă efectul*. Marile asociații vegetale sunt repartizate pe glob în funcție de două elemente climatice principale: *temperatura aerului* şi *precipitațiile atmosferice*. Factorul termic este preponderent la latitudinile mijlocii şi superioare, iar cel pluviometric în zona de climă caldă.

Acțiunea vegetației asupra climatului este limitată şi se manifestă prin:

- *modificarea însuşirilor suprafeței terestre active*, al cărei rol este preluat în mare parte. În prezența unui covor vegetal compact, influența solului este anihilată, schimburile radiativ-calorice dintre suprafața activă astfel creată şi stratul de aer de la suprafața terestră suferă transformări importante;

- *comportarea diferită a vegetației ca suprafață activă*, comparativ cu solul şi apa. Ea oferă razelor solare o suprafață de recepție mare, are un albedo caracteristic, prin care elimină în atmosferă o mare parte a radiației calorice cu efecte nocive. Evaporația, care se substituie în mare măsură prin procesul fiziologic al transpirației, este mult diferită de aceea de la suprafața apei sau a solului. Procesele radiative, schimburile calorice şi de umiditate dintre solul, cu sau fără vegetație, diferă considerabil;
- *acțiunea modificatoare a schimburilor radiativ-calorice* şi *de umiditate*, prezentă până la o înălțime de câțiva metri în atmosferă. Aceste particularități ale regimului elementelor climatice produse de vegetație sunt, în principal, de natură topoclimatică şi microclimatică, în funcție de diferitele asociații vegetale, ele făcând obiectul de studiu al Topoclimatologiei şi Microclimatologiei. Un rol aparte revine plantelor de cultură, care creează un fitoclimat aparte, studiat în cadrul Agrometeorologiei şi Agroclimatologiei;
- *efectul complex topoclimatic şi microclimatic limitat* pe suprafețe cu dimensiuni diferite. În situația în care acest efect este datorat unor formațiuni vegetale mari şi omogene (pădurea, silvostepa, stepa, savana etc), care ocupă teritorii întinse, ce aparțin unor tipuri zonale de macroclimă, amploarea lui nu depăşeşte limitele modificărilor la scară mezoclimatică.

Asociațiile fundamentale de vegetație naturală (spontană) existente pe glob sunt împărțite în două mari categorii: *arborescente* şi *ierboase*. Alături de acestea există şi *plantele cultivate*, care împreună cu primele două tipuri exercită influențe importante asupra climatului şi în special asupra microclimatului, în funcție de macrozona climatică, latitudinea geografică, altitudine, extinderea spațială, anotimp, fază de vegetație etc.

Pădurea este un ecosistem alcătuit din mai multe etaje biologice, în strânsă interdependență de ceilalți componenți ai peisajului geografic (factori climatici, edafici, hidrici, biotici, orografici etc.). Principalele etaje de vegetație ale pădurii sunt: arboretul, subarboretul, semințişul şi pătura erbacee (Negulescu, Stănescu, 1964). În cadrul acestui mare complex natural se creează un microclimat specific, influențat de toate componentele sale, dar, în acelaşi timp, acestea pot forma şi modifica climatul general al zonei pe areale extinse (ex.: pădurea ecuatorială). *Gradul de împădurire* este determinant în resimțirea efectelor la distanțe mai mari sau mai mici, influențând astfel condițiile topoclimatice şi microclimatice ale suprafețelor învecinate. Factorii climatici care

condiționează existența pădurii sunt: *energetici* (radiația solară şi temperatura), *hidrici* (precipitațiile atmosferice şi umezeala aerului) şi *mecanici* (vântul, zăpada, chiciura, poleiul, grindina etc). La rândul ei, pădurea exercită o influență asupra principalelor elemente ale climatului: *lumină, temperatură, umiditate, compoziția aerului, vânt*.

3.1.2.1. *Influența pădurii asupra luminii*

Datorită vegetației lemnoase şi în special a arborilor, care alcătuiesc un filtru des în calea radiației solare, regimul luminozității diferă substanțial de cel de pe terenul liber. Din cantitatea totală de radiație solară primită, coronamentul pădurii reflectă 20-25%, absoarbe între 35% şi 70% şi lasă să pătrundă în interior doar între 5% şi 40% (fig.37). Până la suprafața solului ajunge de fapt mult mai puțină lumină, deoarece ea este reținută şi reflectată în continuare de celelalte subetaje ale pădurii. În acelaşi timp, radiația solară directă reprezintă numai 25-50%, cea difuză sau reflectată oscilând între 50% şi 75%. De asemenea, pădurea modifică şi calitatea luminii, cea difuză, care participă în proporție mare, este mult mai săracă în radiații active necesare procesului de fotosinteză. Deci, în partea umbrită a coronamentului şi la niveluri inferioare ale pădurii, valoarea productivă a luminii difuze este mult mai scăzută decât cea a luminii directe, aici întâlnindu-se specii mai puțin exigente față de acest factor meteorologic.

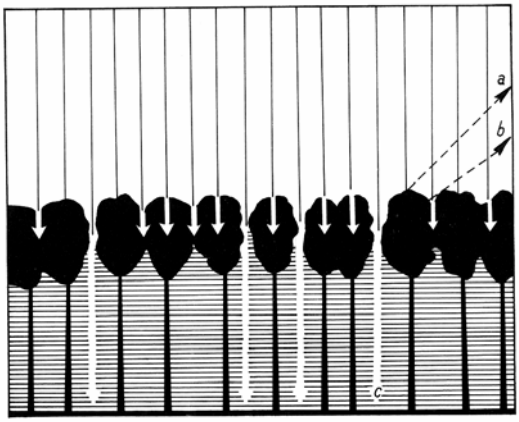

Fig. 37. *Influența pădurii asupra luminii*: a-lumina reflectată 20-25%; b-lumina reținută 35-70%; c- lumina pătrunsă până la sol 5-40%
Sursa: Negulescu, Stănescu, 1964

3.1.2.2. *Influența pădurii asupra temperaturii aerului*

În cazul pădurii compacte, suprafața subiacentă activă este situată la nivelul coronamentului arborilor. Acesta reține cea mai mare parte a căldurii primită de la Soare, aici desfăşurându-se procesele radiative, absorbția radiației solare şi pierderile radiativ-calorice. Cercetările au demonstrat că într-o pădure înaltă şi compactă de pin, la sol ajunge doar 1/100 din căldura pe care o primeşte un sol descoperit, astfel că la suprafața superioară a coronamentului se înregistrează temperaturile cele mai ridicate, asemănătoare cu exteriorul. Deci, în mediul pădurii, fluxul de căldură este direcționat de la coronament spre sol, spre deosebire de terenul descoperit, unde procesul este invers. În acelaşi timp, căldura cedată de sol este reținută de coronament, împiedicând schimbul cu exteriorul.

În timpul zilei, radiația solară fiind absorbită de către coronament şi reflectată în atmosferă, ea contribuie într-o mică măsură la încălzirea aerului din interiorul pădurii. Noaptea se produce o intensă răcire, dar tot la nivelul coronamentului, care îndeplineşte şi funcția de ecran, favorizând o radiație efectivă scăzută şi reducerea răcirii nocturne a solului şi a aerului (fig. 38).

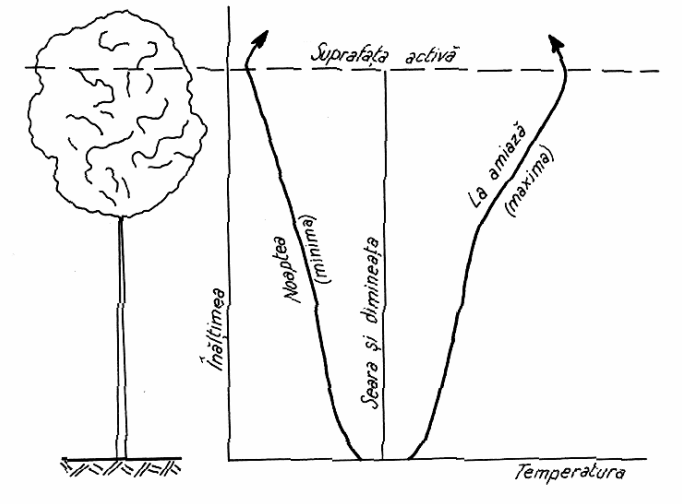

Fig. 38. *Repartiția verticală a temperaturii aerului în pădure*
Sursa: Marcu, 1983

Vara, *temperaturile medii diurne ale aerului* sunt mai coborâte în interiorul pădurii, în comparaţie cu un teren descoperit, ajungând până la 8º-10°C diferenţă. Iarna, datorită prezenţei arboretelui şi subarboretelui, temperatura medie a aerului este cu 0,1º-0,5°C mai ridicată decât pe terenul descoperit.

Diferenţele de temperatură apar, deci, între stratul de aer de deasupra pădurii şi cel din interior, dar şi între înteriorul pădurii şi terenul apropiat, fără vegetaţie arborescentă.

Deosebirile dintre *temperaturile medii lunare* din interiorul pădurii şi cele ale regiunii de câmpie sunt mai mari vara şi mai mici iarna. Astfel, în silvostepele Europei de Est, diferenţa este de 1,2°C în luna iulie. În regiunile tropicale din India, diferenţa temperaturilor medii ale lunii celei mai calde ating 6,4°C, între Câmpia Gangelui şi pădurea tropicală din Assam (India). În regiunea de silvostepă est-europeană, cea mai mare diferenţă de temperatură între pădure şi câmpie nu a depăşit 4,3°C (Pop, 1988).

Temperatura medie anuală a aerului este foarte puţin influenţată de prezenţa pădurii, în zonele temperate diferenţele fiind insesizabile, iar în cele tropicale atingând doar 2,5°C.

Amplitudinile termice pun şi ele în evidenţă influenţa pădurii asupra regimului termic. De exemplu, în timpul verii, amplitudinea termică diurnă într-o pădure de fag compactă este cu 5°C mai mică decât a aerului într-un câmp deschis. Amplitudinile termice anuale au valori reduse (1,5°C) la latitudinile mijlocii şi mai mari în zona caldă (de ex.: 7,2°C între Câmpia Gangelui şi pădurea tropicală din provincia Assam, India).

3.1.2.3. *Influenţa pădurii asupra umezelii aerului*

Pădurea încheiată (compactă) provoacă modificări importante regimului umidităţii aerului din interiorul ei, făcându-l să difere substanţial de cel caracteristic terenului descoperit. În interiorul pădurii apar diferenţieri, în special în cazul umezelii relative a aerului, între coronament şi suprafaţa ierboasă, înregistrându-se 4 tipuri (profile) de distribuţie verticală, în cursul a 24 de ore (fig. 39). La nivelul coronamentului, datorită temperaturii ridicate din timpul zilei şi turbulenţei mari a aerului, umezeala relativă este mult mai scăzută. Noaptea, răcirea intensă a aerului la contactul cu suprafaţa frunzelor superioare ale coronamentului favorizează depunerea unui strat consistent de rouă. În schimb, în interiorul

pădurii, datorită răcirii slabe a aerului fenomenul de rouă, la nivelul solului, dar şi pe frunzele situate la partea inferioară a coronamentului este aproape inexistent. În mod frecvent, umezeala relativă a aerului se menține ridicată, în comparație cu un teren descoperit, în orice condiții de timp, datorită proceselor de evapo-transpirație, mult accentuate la nivelul frunzelor.

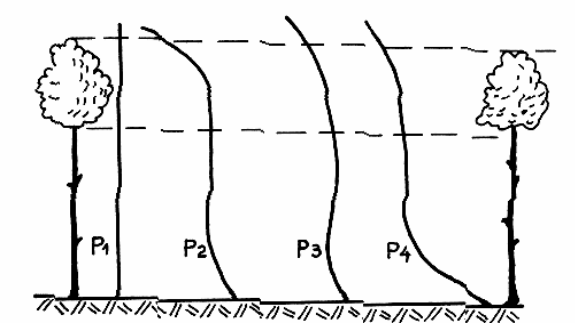

Fig. 39. *Repartiția în înălțime a umezelii relative în pădure*
Sursa: Geiger, citat de Marcu, 1983

3.1.2.4. *Influența pădurii asupra precipitațiilor atmosferice*

În urma cercetărilor întreprinse în țară şi în străinătate s-a încercat să se descifreze rolul pădurii asupra proceselor de evaporare şi condensare a vaporilor de apă, în urma cărora se formează norii şi precipitațiile (Negulescu, 1964; Borza, 1965; Călinescu şi colab., 1972; Pârvu, 1980; Marcu, 1983; Pişota, 1999; Tensley, 1946; Walter, 1974; Huxley, 1986; Oguntala, 1987; Guyot, 1987).

Pădurea este considerată un factor de creştere a cantităților de precipitații, dar majoritatea cercetărilor întreprinse în această direcție au oferit rezultate uneori controversate, unii autori atribuind pădurii o creştere sensibilă a precipitațiilor, iar alții afirmând că sporirea lor ar fi neglijabilă.

În principal, cauzele care favorizează condensarea vaporilor de apă din atmosferă şi precipitațiile deasupra pădurii sunt:

- *rolul de obstacol al pădurii în calea vântului* – determină ascensiunea şi răcirea adiabatică a maselor de aer, conducând implicit la o condensare suplimentară a vaporilor de apă;

- *gradul de umiditate al solului din pădure* mult mai ridicat şi transpiraţia puternică a arborilor – suplimentează aerul de deasupra cu vapori de apă;
- *temperatura scăzută a aerului de deasupra pădurii* – favorizează procesul de condensare;
- *stratul de zăpadă mult mai consistent* şi *persistent*, ce se formează şi acumulează prin spulberarea de către vânt din zonele neîmpădurite;
- *fenomenele meteorologice* ca ceaţa, poleiul şi chiciura – măresc umiditatea în interiorul pădurii.

În pădurile tropicale, depunerile de rouă pe frunzele coronamentului sunt cele mai bogate, iar picurarea ei este echivalentă cu o ploaie de intensitate slabă.

În regiunile temperate şi polare, pădurile acumulează cantităţi importante de apă din ceţuri şi chiciură. În regiunile aride din Africa de Sud-Vest, vegetaţia de arbuşti reţine cantităţi mai mari de apă din ceţuri decât din precipitaţii. În Munţii Alpi, în lunile cu ceaţă frecventă, cantitatea de precipitaţii din păduri este de trei ori mai mare decât cea de pe pajişti.

Coronamentul pădurii reţine o mare parte din precipitaţiile căzute, care se evaporă imediat sub influenţa razelor solare sau se preling pe tulpini şi frunze. Cercetările au demonstrat că pădurea poate să reţină şi să redea atmosferei sub forma vaporilor de apă între 15% şi 40% din cantitatea totală de precipitaţii, restul de 60-85% fiind primit de către sol (Negulescu, 1964). Cantitatea reţinută este direct proporţională cu desimea frunzişului, consistenţa pădurii şi caracterul precipitaţiilor (favorabile fiind cele cu intensitate mică şi durată mare). În cazul ploilor slabe (sub 2 mm), apa este reţinută în totalitate de coronamentul arborilor, deci intercepţia este de 100%. Valoarea intercepţiei se reduce o dată cu creşterea cantitativă a precipitaţiilor (tabelul 8). La precipitaţii de peste 150 mm lunar, valoarea intercepţiei este sub 15%. În general, coniferele au valori mai ridicate ale intercepţiei precipitaţiilor, comparativ cu foioasele. Astfel, molidul şi bradul se situează pe primele locuri (40-80%), iar pinul pe ultimul (15-25%) (Ciulache, 1985).

Tabelul 8. *Intercepţia (%) precipitaţiilor în funcţie de cantităţile lunare, într-o pădure de Pinus radiata*

Cantităţi de precipitaţii pe clase de valori (mm)	0-6	7-13	14-19	20-25	26-38	39-76	77-127	128-150
Intercepţia (%)	94	70	62	56	50	41	31	15

Sursa: Millet, citat de Ciulache, 1971

Influenţa pozitivă a pădurii asupra umidităţii se resimte şi pe terenul din apropiere, care, datorită protecţiei oferite de aceasta, acumulează şi păstrează o cantitate de apă mai mare în sol. Prin toate aceste modificări aduse regimului de umiditate, pădurea influenţează puternic bilanţul hidric al unei anumite regiuni.

Bilanţul general al apei în natură este redat prin relaţia:

$P_t = S + E + T$,

în care:

P_t = cantitatea totală de precipitaţii

S = apa scursă

E = apa evaporată

T = apa transpirată

În circuitul apei în natură, pădurea deţine un rol foarte important. Ea reţine apa din precipitaţii, o acumulează în sol, după care o redă atmosferei prin procesul de evapotranspiraţie. Prezenţa pădurii reduce pierderile inutile de apă prin scurgere şi evaporaţie, în favoarea transpiraţiei, care este cu cel puţin 1/3 mai mare decât în exterior. Această cantitate de apă în plus este folosită productiv de arbori, ea reflectându-se în creşterea masei lemnoase şi implicit a productivităţii pădurii.

Solul pădurii primeşte şi reţine o cantitate mai mare de apă, pe care o lasă să se infiltreze treptat şi care formează rezerva de umiditate accesibilă diferitelor specii componente. Ca un rezultat al tuturor acestor influenţe benefice exercitate asupra umidităţii, pădurea îndeplineşte şi un rol important din punct de vedere hidrologic, debitele râurilor sunt menţinute constante, izvoarele sunt mai frecvente şi nu seacă în perioadele secetoase. Prin reducerea scurgerilor de suprafaţă, eroziunea şi degradarea terenurilor, ca şi viiturile torenţiale sunt atenuate sau inexistente.

3.1.2.5. *Influența pădurii asupra vântului*

În general, pădurea constituie un obstacol puternic în calea vântului. În apropierea pădurii, aerul în mişcare îşi reduce viteza şi îşi schimbă direcția (în sens vertical), pentru depăşirea obstacolului respectiv, după care revine la valorile inițiale, la o distanță de pădure egală cu cel puțin 10 ori înălțimea arborilor (fig. 40). În interiorul pădurii pătrunde numai o mică parte a aerului în mişcare, care îşi reduce treptat viteza pe măsura înaintării.

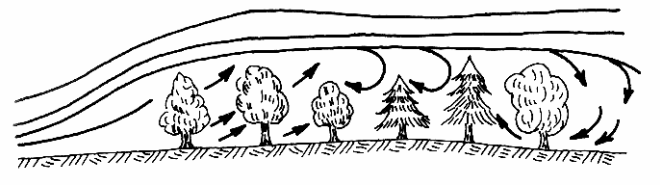

Fig. 40. *Influența pădurii asupra vântului*
Sursa: Marcu, 1983

Datorită diferențelor de temperatură dintre aerul din interiorul şi exteriorul pădurii se pot forma curenți locali de mică intensitate, considerați *brize ale pădurii*, asemănătoare celor din zonele de munte sau de litoral. Vara, în timpul zilei, aerul mai rece din interiorul pădurii se deplasează spre exterior, unde aerul mai cald suferă mişcări ascensionale; noaptea se produc mişcări în sens invers.

Reducerea vitezei vântului datorită prezenței pădurii determină o acumulare mai mare a zăpezii în timpul iernii, micşorează evaporația în timpul secetelor de vară, menține ridicată umezeala relativă şi chiar absolută a aerului, din cauza transpirației intense a arborilor. Acest spor de umiditate care se realizează este benefic vegetației care se dezvoltă în partea de sub vânt a pădurii. În acest sens se evidențiază rolul perdelelor forestiere în protejarea culturilor agricole.

În comparație cu pădurea, *pătura erbacee*, ca şi plantele de cultură au efecte asupra climatului/microclimatului mai puțin pregnante. Influența lor se manifestă în principal asupra *temperaturii* şi *umidității stratului de aer învecinat* (fitoclimat).

Vegetația ierboasă influențează, în primul rând, procesele radiative de care depinde în mare măsura temperatura aerului. În cazul culturilor agricole dese (graminee), ale căror frunze şi tulpini sunt verticale,

suprafaţa activă este de fapt un strat cu două suprafeţe active: *superioară*, la nivelul frunzelor, şi *inferioară*, la nivelul solului. În cazul plantelor cu frunze late, cele două suprafeţe active sunt puse în evidenţă şi de densitatea plantelor, rolul principal fiind ori al suprafeţei superioare a frunzelor ori al suprafeţei solului.

Caracterul modificator al covorului vegetal ierbos se află în permanentă relaţie cu stadiul fenologic al speciilor ce îl alcătuiesc, fiind mai puţin evidenţiat în primele faze de vegetaţie şi creşte pe măsură ce plantele avansează fenologic, creându-se treptat un fitoclimat specific.

3.1.2.6. *Influenţa covorului vegetal ierbos asupra temperaturii aerului*

În interiorul covorului vegetal ierbos, temperatura aerului este mult mai scăzută decât a solului descoperit, datorită radiaţiei solare reduse ce pătrunde la suprafaţa solului şi în interiorul vegetaţiei (sub 20%). Temperatura maximă diurnă se înregistrează la o anumită înălţime deasupra solului, iar noaptea, temperatura minimă a aerului este atinsă tot în spaţiul ierbos, în imediata apropiere a solului, deoarece suprafaţa vegetaţiei ridică valoarea radiaţiei efective. La adăpostul vegetaţiei ierboase, stratul de aer de lângă sol are o temperatură în timpul nopţii mult mai ridicată decât pe un teren dezgolit.

În cazul unui covor vegetal ierbos des, consumul radiaţiilor solare pentru evapotranspiraţie este maxim, determinând astfel o încălzire mult mai redusă a aerului şi solului. Raportul dintre cantitatea de căldură folosită pentru încălzirea aerului şi cea folosită pentru evaporaţie se schimbă în funcţie de stadiul vegetativ al asociaţiei vegetale respective. În perioada de transpiraţie maximă (formarea şi creşterea tulpinei şi frunzelor), doar 11% din căldura provenită din radiaţia solară contribuie la încălzirea aerului, restul consumându-se pentru evaporaţie. Către faza de maturizare a plantelor, raportul este diferit, astfel că 64% din energia radiantă se utilizează pentru încălzirea aerului, iar restul pentru evaporare (Berbecel şi colab., 1970).

În distribuţia diurnă a temperaturii pe verticală apar două tipuri distincte: *de insolaţie* (diurn), caracteristic zilelor de vară, şi *de radiaţie* (nocturn), ca urmare a proceselor de răcire a suprafeţei active, caracteristic nopţilor senine şi calme. Între aceste două tipuri de repartiţie

verticală a temperaturii aerului există şi tipuri de tranziție, determinate de particularitățile unor fenomene meteorologice locale (fig. 41).

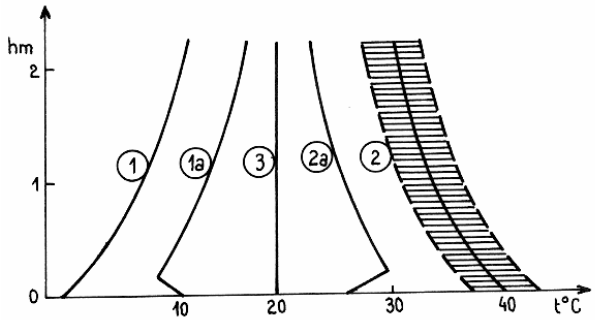

Fig. 41. *Tipuri de distribuție verticală a temperaturii aerului*: 1-tipul de radiație (nocturn); 2-tipul de insolație (diurn); 3-tipul de izotermie verticală (în situații de amestec turbulent intens); 1a şi 1b- tipuri de tranziție
Sursa: Berbecel şi colab., 1970

3.1.2.7. *Influența covorului vegetal ierbos asupra umidității aerului*

Covorul vegetal ierbos influențează umiditatea aerului în situația în care gradul de aprovizionare cu apă al solului este ridicat, deoarece în acest fel plantele consumă şi pierd prin evapotranspirație o cantitate mare de apă, care suplimentează atmosfera cu vapori de apă. Uneori cantitatea de apă cedată atmosferei poate fi egală sau mai mare decât cea evaporată de pe suprafața bazinelor acvatice de mică adâncime. Cu toate aceste considerente, intensitatea evaporației de pe suprafața unui sol acoperit cu vegetație ierboasă este de obicei mult mai redusă decât a unui sol umed lipsit de vegetație.

În cadrul covorului vegetal, umiditatea aerului este mai mare la suprafața solului din cauza transpirației covorului vegetal, doar în situația în care intensitatea mişcărilor turbulente este scăzută.

Distribuția verticală a umezelii aerului depinde de intensitatea schimbului din apropierea suprafeței active (covorul vegetal) şi *de temperatura aerului* (în special umezeala relativă) şi prezintă mai multe tipuri (fig. 42):

1 – se produce mai ales în prima jumătate a zilei, când suprafața este umezită;

2 – când suprafața activă este uscată, gradientul vertical al umezelii absolute este foarte mic;

3 – este specific în timpul nopții, când în urma condensării şi depunerii vaporilor de apă sub formă de precipitații de contact (rouă, brumă) aerul din stratul inferior rămâne mai uscat;

4 – este caracteristic în timpul advecției puternice, din cauza amestecului turbulent intens, care determină o distribuție verticală a umezelii absolute aproape uniformă.

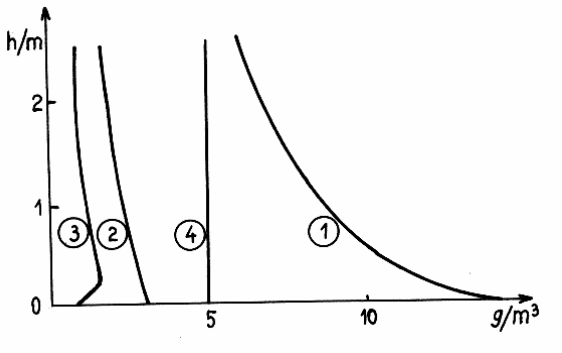

Fig. 42. *Tipuri de distribuție verticală a umezelii absolute a aerului*
Sursa: Berbecel şi colab., 1970

Variația diurnă şi anuală a repartiției pe verticală a umezelii relative a aerului este opusă celei a temperaturii aerului. Maximum diurn se produce, de regulă, imediat după răsăritul Soarelui, aproape în acelaşi timp cu minimum de temperatură. Valoarea maximă anuală se produce iarna, iar cea mai scăzută se înregistrează vara în timpul zilei.

Pentru exemplificarea modificărilor produse de principalele tipuri de vegetație asupra climatului, în tabelul 9 sunt prezentate valorile parametrilor climatici ai unei păduri tropicale umede şi ai savanei din Nigeria (Africa) în timpul sezonului uscat (noiembrie 1982-martie 1983), comparativ cu o zonă litorală.

Cele mai mari variaţii le prezintă regimul umezelii relative şi al cantităţilor de precipitaţii. Se observă evoluţia diferită a acestor două elemente climatice în zona de pădure şi cea de savană, din punctul de vedere al intensităţii lor. În lunile în care temperatura maximă şi umezeala relativă a aerului evoluează la valori critice, mai ales în perioadele de secetă (depăşesc şi, respectiv, scad sub anumite praguri critice pentru vegetaţie) există riscul de declanşare a incendiilor, care în această regiune şi în regiuni similare de pe glob este foarte frecvent.

Tabelul 9. *Parametrii climatici în zone cu diferite asociaţii vegetale din Nigeria, în sezonul uscat, noiembrie 1982 - martie 1983*

Localitatea/ asociaţia vegetală	Luna/anul	Temperatura aerului (°C)		UR (%)	Precipitaţii	
		Max.	Min.		cantitate (mm)	număr de zile cu ploaie
Umuahia (pădure tropicală)	11.1982	31	21	61	25	3
	12.1982	32	22	59	1	1
	01.1983	32	19	24	0	0
	02.1983	35	23	48	5	1
	03.1983	32	19	24	0	0
Enugu (savană)	11.1982	32	23	91	41	3
	12.1982	31	21	77	5	1
	01.1983	31	17	32	0	0
	02.1983	33	25	53	0	0
	03.1983	37	25	54	2	1
Calabar (câmpie litorală)	11.1982	31	23	83	205	6
	12.1982	32	24	82	42	2
	01.1983	32	19	71	0	0
	02.1983	35	24	64	23	1
	03.1983	36	26	64	1	1

Sursa: Oguntala, 1989

3.1.3. ***Stratul de zăpadă şi gheaţă***

Stratul de zăpadă şi gheaţă se formează numai în anumite condiţii sinoptice şi climatice, el fiind considerat un efect al climatului unei anumite regiuni. În acelaşi timp, el exercită o influenţă sensibilă asupra climatului prin proprietăţile lui fundamentale:

- *albedo-ul foarte ridicat*;
- *emisivitatea puternică*;
- *conductivitatea termică slabă*.

În principal, influenţa stratului de zăpadă şi gheaţă se manifestă prin *modificarea regimului radiativ-termic al aerului* şi implicit *al solului*, dar şi al altor parametri climatici, cum ar fi *presiunea atmosferică* şi *vântul.*

3.1.3.1. *Influenţa stratului de zăpadă şi gheaţă asupra regimului radiativ-termic*

Stratul de zăpadă are un albedo foarte ridicat, ce determină o încălzire foarte redusă a suprafeţei sale active. Cantitatea infimă de căldură pe care o absoarbe de la radiaţia solară este cedată prin radiaţii cu lungimi de undă mari, datorită emisivităţii sale puternice, echivalentă cu cea a „corpului absolut negru". Aerul din straturile inferioare ale atmosferei, aflat deasupra acestei suprafeţe subiacente active, se răceşte puternic şi progresiv (răcire radiativă), ducând la apariţia şi persistenţa *inversiunilor de temperatură*, caracteristice, în special, formelor negative de relief. Prin acest fenomen, masele de aer capătă o mare stabilitate, procesul de răcire a aerului se accentuează, înregistrându-se cele mai coborâte minime termice şi geruri persistente. Inversiunile termice favorizează apariţia unor forme specifice ale fenomenului de condensare a apei din atmosferă: *ceaţa de radiaţie* şi *norii stratiformi*.

3.1.3.2. *Influenţa stratului de zăpadă asupra regimului termic al solului*

Cunoaşterea influenţei stratului de zăpadă asupra temperaturii solului are o mare importanţă ştiinţifică şi o aplicabilitate practică deosebită în diverse domenii ale activităţii economice, îndeosebi agricultură şi transporturi speciale.

În prezenţa stratului de zăpadă, amplitudinea variaţiilor diurne şi anuale ale temperaturii solului are o intensitate mică, datorită

conductivității sale reduse. Mărimea acestei amplitudini depinde de grosimea stratului de zăpadă şi de proprietățile fizice ale solului.

Stratul de zăpadă are un rol termoizolator asupra solului, împiedicând pierderea căldurii în atmosferă, dar şi pătrunderea înghețului în adâncime, protejând astfel vegetația spontană, dar şi culturile agricole ce traversează anotimpul de iarnă, în zonele temperate. În România s-au efectuat cercetări (Gogorici şi colab., 1964, Donciu şi colab., 1966) asupra rolului fiecărui centimetru de zăpadă, analizat la 15 stații meteorologice alese cât mai reprezentativ, pentru unitățile naturale din sudul țării. S-a constatat că în zona centrală a Câmpiei Române, unde se produc frecvent scăderi bruşte şi de scurtă durată ale temperaturii aerului, rolul stratului de zăpadă cu grosimi mai mari de 10 cm este de mai mare importanță decât în Dobrogea, unde temperaturile minime sunt atenuate şi de mai lungă durată. Cele mai vitrege condiții de iernare se întâlnesc în Platforma Cotmeana, unde degerarea semănăturilor de toamnă este mai frecventă (Stolnici 32,9% în situații de temperaturi minime sub –15°C şi 17,6% la temperaturi sub –20°C şi strat de zăpadă sub 5 cm grosime). Mai puțin afectate sunt culturile din Câmpia Băileştilor şi a Caracalului, unde frecvența de producere nu depăşeşte 13% din ani (tabelul 10). Asemenea situații sunt puțin frecvente în Bărăgan şi inexistente în Dobrogea. Partea centrală a Câmpiei Române prezintă, de altfel, cel mai înalt grad de vulnerabilitate teritorială (9, după scara valorică a lui Saaty) la producerea riscurilor climatice care afectează culturile cerealiere de toamnă în anotimpul de iarnă (Povară, 2000).

Zăpada înghețată şi gheața au însă un efect negativ asupra vegetației, producând asfixierea plantelor, dacă au grosime şi durată mari. Pentru trecerea din starea solidă în cea lichidă, zăpada şi gheața consumă cantități mari de căldură din aer şi sol, astfel că, în regiunile supuse frecvent acestor fenomene, apariția anotimpului de primăvară (împrimăvărarea) este mult întârziată şi, implicit, reluarea proceselor vegetative ale plantelor, cu consecințe negative asupra evoluției ulterioare a acestora şi a productivității lor.

Tabelul 10. *Frecvența temperaturilor minime < –15°C, în funcție de grosimea stratului de zăpadă*

Stația	Grosimea stratului de zăpadă (cm)	XI	XII	I	II	III	Nr. total de cazuri
Caracal	0-5	-	2	14	7	1	24
	6-10	-	1	6	2	-	9
	>10	1	22	42	34	3	102
Calafat	0-5	-	2	10	-	-	12
	6-10	-	6	9	2	-	17
	>10	-	7	31	25	2	65
Stolnici	0-5	-	7	10	8	-	25
	6-10	-	-	3	12	-	15
	>10	-	9	26	1	-	36

Apa rezultată din topirea treptată a zăpezii are o importanță deosebită în formarea rezervei de umiditate accesibilă plantelor pe tot profilul de sol. O cantitate de apă între 200 şi 300 mm, provenită din topirea lentă a zăpezii şi acumulată în sol, în intervalul noiembrie-martie, asigură o rezervă de umiditate suficientă pentru vegetația normală a culturilor de grâu de toamnă, până la începutul perioadei critice pentru apă din luna mai (Povară, 1999). Topirea bruscă a zăpezii, mai ales în situația unui strat apreciabil, are efecte negative prin producerea inundațiilor şi a băltirilor la suprafața solului, mai ales a celor cu un drenaj defectuos.

3.1.3.3. *Influența stratului de zăpadă şi gheață asupra altor parametri climatici*

Prezența stratului de zăpadă şi gheață determină răcirea şi creşterea treptată a densității aerului de deasupra sa, pe grosimi şi suprafețe tot mai mari de uscat. În acelaşi timp, vântul îşi diminuează intensitatea prin frecarea sa cu suprafața activă. Aceste condiții favorizează apariția unor zone de maximă presiune atmosferică (anticicloni) de iarnă în zonele temperate şi cu acțiune continuă în cele polare şi subpolare, unde stratul de zăpadă şi gheață este permanent, influențând clima regiunilor respective, dar determinând şi situații sinoptice care pot modifica starea şi evoluția vremii, în funcție de deplasarea acestor sisteme barice la distanțe apreciabile.

În regiunile temperate, influența stratului de zăpadă şi gheață este temporară (iarna), iar în regiunile polare este permanentă. Este de remarcat faptul că, în sistemele muntoase foarte înalte, influența stratului de zăpadă şi gheață asupra climatului se face resimțită, indiferent de latitudinea geografică.

Zăpezile şi ghețurile permanente acoperă aproximativ 16 milioane de kilometri pătrați (11% din suprafața totală a uscatului). Din acest total, Antarctida deține 13,9 mil. km^2 (82%), iar Groenlanda, cu 1,7 mil. km^2, reprezintă 10,63%. Aceste suprafețe sunt considerate „refrigeratoare ale atmosferei terestre" (Pop, 1988), datorită caracteristicilor radiative şi termice. Deasupra lor se formează mase de aer rece, care imprimă o climă foarte aspră regiunilor respective, dar care influențează şi alte zone geografice de la latitudini mai mici, în cadrul circulației generale a aerului troposferic (după cum îşi argumentează teoria profesorul Leroux) şi în anumite situații sinoptice.

3.2. **Factorul antropic**

De-a lungul existenței sale, omul, aflat în relație permanentă cu factorii de mediu, s-a adaptat acestora, dar a şi exercitat o influență majoră, îndeosebi asupra climei, atât cu efecte pozitive, dar şi negative. Acțiunea antropică asupra climatului se manifestă, de regulă, la nivelul suprafeței active, contribuindu-se, astfel, la modificarea topoclimatului şi micro-climatului local. În ultimii ani, de industrializare excesivă şi de creştere a concentrației gazelor cu efect de seră, se poate vorbi şi de o influență a omului la nivel macroclimatic, chiar dacă aceasta este generată de factori energetici care țin de radiația solară, de circulația aerului troposferic şi a apelor oceanice şi marine. Prin acțiunea omului asupra bilanțului caloric şi hidric (temperaturi critice pozitive şi negative şi, respectiv, deficit şi excedent de apă), acesta generează topoclimate şi microclimate favorabile desfăşurării activităților economice şi a vieții, în general.

3.2.1. ***Acțiuni pozitive***

Ca acțiuni pozitive ale activității antropice trebuie menționate mijloacele moderne şi eficiente de ameliorare a condițiilor climatice din stratul de aer de la contactul cu suprafața activă terestră (stratul microclimatic), printre care: sistemele de îmbunătățiri funciare (irigații,

drenări, asanări), agrotehnici de prelucrare a solului şi cultivare a plantelor, împăduriri, combaterea eroziunii şi alunecării solului, a înghețurilor periculoase etc. În acest mod, omul poate acționa asupra bilanțului radiativ-caloric şi hidric al diferitelor suprafețe active (temperaturi critice pozitive şi negative, deficit şi excedent de umiditate), generând topoclimate şi microclimate favorabile desfăşurării vieții şi tuturor activităților umane. De asemenea, omul poate interveni şi în ameliorarea condițiilor meteorologice din perioadele de secetă, prin producerea ploilor datorită însămânțării artificiale a norilor, iar prin sistemele antigrindină poate să reducă substanțial efectele păgubitoare din agricultură produse de acest fenomen meteorologic.

3.2.1.1. *Irigațiile*

Asigură plantelor de cultură necesarul optim de apă în perioadele cu deficit pluviometric (secetă) în aer şi sol din regiunile temperate şi tropicale aride şi semiaride, dar şi un fitoclimat favorabil proceselor de vegetație. Modificările aduse fitoclimatului se răsfrâng asupra bilanțului radiativ-caloric şi a celui hidric al suprafeței active. Astfel, în deşerturi şi semideşerturi irigate (ex., Israel), solul umezit modifică albedo-ul suprafeței active, în sensul scăderii cu aproximativ 10%, comparativ cu valoarea înregistrată pe un teren neirigat, corespunzând unei creşteri similare a radiației solare absorbite. În acelaşi timp, cantitatea de apă care se evaporă este mai mare, contribuind la scăderea cu 50% a radiației efective, la creşterea umidității atmosferice şi ameliorarea regimului termic prin estomparea valorilor extreme critice (maxime şi minime nefavorabile). Căldura consumată în procesul de evaporare a apei poate să reducă temperatura aerului cu până la 10^0-12^0C, comparativ cu o suprafață neirigată.

În zonele de climă temperată, efectele benefice ale irigațiilor (îndeosebi a sistemului cu picătura) asupra culturilor agricole constau în obținerea unor recolte de cel puțin jumătate din potențialul productiv al soiurilor, chiar în condițiile unei secete agricole severe, prelungite la câteva luni, ce corespunde perioadei de vegetație cu cerințe ridicate față de factorul apă. Condiția de bază a reuşitei în acest demers este monitorizarea eficientă a condițiilor agrometeorologice, avertizarea fermierilor şi aplicarea udărilor înainte de scăderea rezervei de apă din sol la 50% din capacitatea de apă utilă. În regiunile semideşertice şi deşertice, aplicarea irigațiilor este obligatorie aproape permanent.

3.2.1.2. *Combaterea înghețurilor periculoase*

Înghețurile timpurii de toamnă şi *târzii de primăvară*, deosebit de periculoase culturilor, în general, şi plantațiilor de pomi fructiferi şi viță de vie, în particular, se realizează printr-o serie de metode de încălzire a aerului din spațiul microclimatic (mulcire, fumigație, maşina de vânt, ecrane termoizolatoare, irigație prin aspersiune etc.). Prin folosirea acestor procedee de încălzire, temperatura aerului poate să crească artificial, în cazul înghețurilor radiative, cu aproximativ 1^0C…$1{,}5^0$C, depăşindu-se pragul termic critic de îngheț, specific fiecărei culturi, oferind, astfel, posibilitatea salvării în totalitate a recoltei de citrice şi pomi fructiferi şi a 50% din cea a plantațiilor de viță de vie. În situația înghețurilor de advecție, când temperatura aerului scade brusc, cu o intensitate şi durată mari, sub pragurile critice de suportabilitate ale plantelor, aceste metode oferă doar o protecție relativă.

3.2.1.3. *Alte acțiuni pozitive*

Drenarea suprafețelor cu exces de umiditate poate îmbunătăți regimul climatic prin scăderea umezelii aerului, creşterea uşoară a temperaturii aerului şi a solului, dar şi a amplitudinilor termice diurne.

Amenajarea lacurilor antropice are un efect climatic limitat la o suprafață cuprinsă între câteva sute de metri pătrați şi câțiva kilometri pătrați, în funcție de mărimea lacului, care se manifestă prin atenuarea regimului termic, creşterea umezelii relative a aerului, reducerea evapotranspirației şi intensificarea amestecului turbulent al aerului.

Metodele agrotehnice de prelucrare a solului au în vedere asigurarea unei temperaturi şi umidități care să asigure necesarul optim al plantelor în fiecare fază de creştere şi dezvoltare. Tot prin aceste metode se poate ameliora capacitatea solului de a reține apa, în sensul creşterii acesteia, prin modificarea structurii sale. În acest fel, cuantumul de apă din precipitațiile nefolosite pentru formarea rezervei de apă accesibilă plantelor se reduce de la 50% la 15%.

Împăduririle au consecințe climatice deosebite, ce au fost analizate în capitolul precedent.

3.2.2. ***Acțiuni negative***

Din nefericire pentru planeta noastră, activitatea umană a avut consecințe grave, mult mai intense asupra climatului, decât efectele datorate acțiunilor pozitive, sesizabile tot mai pregnant în ultimele decenii ale secolului al XX-lea. Dintre acțiunile cu efecte negative, pe primele locuri se situează poluarea atmosferei, creşterea concentrației gazelor cu efect de seră şi despăduririle.

3.2.2.1. *Poluarea atmosferei*

Prin poluare se înțelege procesul de acumulare în aer a unor substanțe aflate în diferite stări (gazoasă, solidă şi lichidă) care sunt sau pot deveni periculoase vieții şi activității omeneşti atunci când concentrațiile lor depăşesc normele maxime admise.

Poluarea atmosferei reprezintă o problemă gravă pentru omenire, ce stă în permanență în atenția Organizației Meteorologice Mondiale şi este datorată în principal industrializării şi urbanizării accentuate. Efectele poluării atmosferei asupra climatului se traduc prin reducerea radiației solare, creşterea temperaturii şi a impurificării aerului, datorită gazelor nocive acumulate în straturile inferioare ale troposferei, cu consecințe grave asupra sănătății oamenilor şi asupra întregii vieți pe Pământ.

Sursele de poluare pot fi *majore* şi *minore*. Dintre cele *majore*, care participă cu peste 50%, trebuie amintite:

- *autovehiculele* (generează oxid de carbon, hidrocarburi, oxizi de azot şi sulf);
- *activitățile industriale* (elimină oxizi de sulf, carbon şi azot, hidrocarburi, particule solide aflate în suspensie sau sedimentabile);
- *marile complexe energetice* (produc oxizi de sulf şi azot, pulberi în suspensie şi sedimentabile);
- *încălzirea locuințelor* (elimină noxe din categoria oxizilor de sulf şi carbon);
- *arderea deşeurilor* (emană oxizi de carbon, azot şi sulf, hidrocarburi, particule solide în suspensie şi sedimentabile).

Sursele minore le includ pe cele generatoare de:

- praf (circulația rutieră, demolările, activitățile gospodăreşti);
- fum (incendiile, țigările);
- aerosoli (*spray*-uri);
- germeni microbieni (oameni, animale).

În afară de aceste surse permanente, poluarea atmosferei mai este cauzată şi de manifestări accidentale, cum ar fi: acţiuni militare (explozii atomice, chimice, bacteriologice), accidente la centrale nucleare (Cernobîl, 1986), acţiuni teroriste (*World Trade Center*, 2001, explozii ale aeronavelor, maşinilor capcană etc.), explozii ale uzinelor chimice, ale navelor marine şi oceanice etc.

Principalii poluanţi cu efect negativ asupra atmosferei şi, implicit, asupra climei şi sănătăţii organismelor vii sunt:

- *compuşii sulfului*: dioxid (bioxid) de sulf (SO_2), hidrogen sulfurat (H_2S), acid sulfuros (H_2SO_3), acid sulfuric ((H_2SO_4), diferite săruri (sulfiţi, sulfaţi);
- *compuşii carbonului*: oxizi de carbon (CO, CO_2), hidrocarburi (HC), aldehide;
- *compuşii azotului*: oxizii de azot (NO_x), amoniacul (NH_3), diverşi nitraţi (componenţi ai „smogului" fotochimic);
- *ozonul* (O_3);
- *substanţe radioactive*;
- *suspensii solide*: cenuşă, funingine, gudroane.

Toate aceste categorii de poluanţi prezintă o variaţie a concentraţiei lor în timp şi spaţiu, fiind mai frecvente în aerul de deasupra marilor aglomeraţii urbane şi industriale.

Consecinţele climatice ale prezenţei surselor de poluare sunt:

- reducerea intensităţii radiaţiei solare;
- creşterea opacităţii atmosferei;
- intensificarea efectului de seră datorită absorbţiei radiaţiilor infraroşii;
- creşterea temperaturii aerului, îndeosebi în marile centre urbane;
- creşterea nebulozităţii;
- creşterea umezelii relative a aerului;
- amplificarea fenomenului de ceaţă;
- creşterea cantităţilor de precipitaţii datorită nucleelor de condensare sporite.

3.2.2.2. *Gazele cu efect de seră*

La suprafaţa Terrei şi în primii 5 km ai troposferei apare un fenomen natural numit „efect de seră". Acesta poate fi definit ca un rezultat al mecanismului prin care stratul de aer înconjurător acţionează ca un ecran protector, atât pentru radiaţia solară incidentă, cât şi pentru

contraradiația atmosferică. Prin absorbția energiei contraradiată de suprafața terestră, din spectrul infraroşu, sistemul Pământ-Atmosferă (în troposfera joasă până la 5.000 m altitudine) primeşte un surplus termic de +33ºC. În acest proces, factorul esențial este reprezentat de vaporii de apă, care contribuie cu 62,5%, diferența de 37,5% fiind adusă de alte gaze cu efect de seră, printre care: bioxidul de carbon, metanul, bioxidul de azot, ozonul, clorofluorocarburile şi aerosolii. În ultimele decenii de industrializare puternică, echilibrul gazelor care asigură efectul de seră natural a fost puternic perturbat datorită creşterii concentrației de gaze reziduale şi de particule diferite de cele care se găsesc în mod natural în troposferă. În acest fel, efectul de seră natural a fost amplificat prin aportul efectului de seră antropic, mecanism în care creşterea concentrației de bioxid de carbon deține rolul principal. În opinia multor cercetători, acesta ar reprezenta una din cauzele majore ale schimbărilor climatice[23] actuale, observate tot mai intens la nivel global, prin efectele lor negative asupra populației şi mediului natural.

[23] Problemă controversată, care va fi analizată în capitolul 7, *infra*, p.202.

4. DISTRIBUȚIA GEOGRAFICĂ A PRINCIPALILOR PARAMETRI CLIMATICI

4.1. Temperatura aerului

Distribuția temperaturii aerului la suprafața terestră este neuniformă datorită complexității interdependenței factorilor generatori şi modificatori ai climei. Repartiția geografică a acestui parametru climatic este analizată prin intermediul hărților cu izoterme[24] anuale şi ale lunilor caracteristice (cel mai des folosite sunt lunile extreme, ianuarie şi iulie).

4.1.1. *Izotermele anuale*

La aceleaşi latitudini, temperaturile medii anuale sunt mai ridicate în emisfera nordică decât în cea sudică, datorită inegalei repartiții a uscatului şi apei, deşi cantitatea de căldură primită de la Soare este egală. În emisfera nordică, unde predomină uscatul, acesta este mai cald decât oceanul până la paralelea de 45º şi mai rece de aici până la pol. Din aceeaşi cauză, ecuatorul termic nu corespunde cu cel geografic, fiind situat în jurul paralelei de 10º, cu întrerupere în zonele centrale ale Oceanelor Pacific şi Atlantic, unde pătrunde în emisfera sudică. Pe această linie sunt situate regiuni cu cele mai ridicate temperaturi medii anuale: sudul Saharei şi Sudanul (peste 28º-30ºC), sudul Peninsulei Arabia, Podişul Dekan şi Mexic. Prezența marilor suprafețe oceanice şi marine nu permite înregistrarea unor asemenea temperaturi în Indonezia, America Centrală, ca şi în America de Sud (Amazonia), unde cauza o reprezintă umiditatea extrem de ridicată. Regiunile cu cele mai scăzute temperaturi medii anuale se află tot pe uscat: în Asia, zona Verhoiansk (–17,3ºC), America, nordul Canadei (–20ºC), Groenlanda (–30ºC) şi Antarctida (–50º…–57ºC, în jurul Polului Sud). Este foarte evident faptul că temperaturile medii anuale sunt mai uniform repartizate pe suprafețele oceanelor, comparativ cu situația de pe continente, unde o serie de factori complică distribuția acestora (fig. 43).

[24] Linii cu aceeaşi valoare a temperaturii aerului.

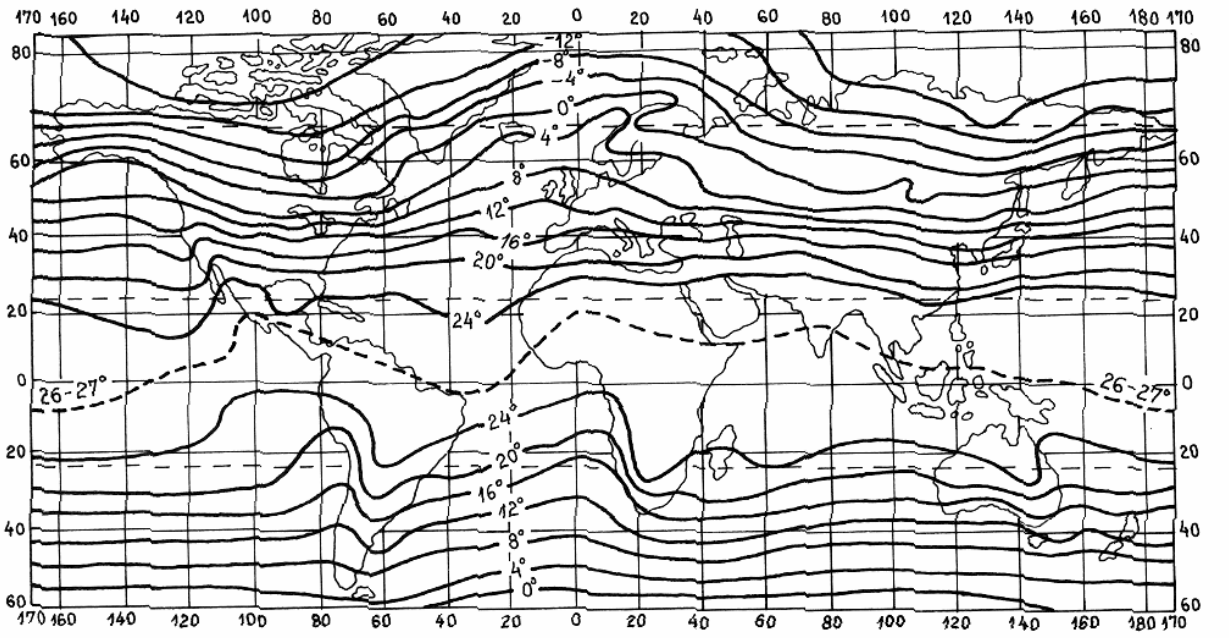

Fig.43. *Distribuția geografică a temperaturii medii anuale a aerului*
(valori reduse la nivelul mării, în ºC)

Izoterma anuală de 20ºC, ce reprezintă demarcația zonei de climă caldă, se curbează spre ecuator, în dreptul țărmurilor vestice ale continentelor, datorită curenților oceanici reci, îngustând astfel zona. Zonele de climă temperate, delimitate de izotermele de 20º şi 0º, se extind în dreptul țărmurilor vestice ale continentelor şi se reduc în dreptul celor estice, fenomenul fiind mai evident în emisfera nordică, unde distanța dintre cele două izoterme atinge 4.500 km în vestul Americii de Nord, comparativ cu 3.200 km pe coastele estice, şi 5.000 km la țărmul atlantic al Europei, comparativ cu 2.500 km pe țărmul pacific al Asiei. Cauza o reprezintă tot prezența curenților oceanici calzi pe țărmurile vestice şi a celor reci pe cele estice. Această influență a curenților calzi şi reci este cel mai bine evidențiată în bazinul Atlanticului de Nord, pe țărmurile vestice ale Europei, unde zona temperată are cea mai mare extindere de pe glob. De asemenea, contrastele termice dintre țărmurile vestice şi estice din bazinul atlantic, aflate la aceeaşi latitudine, dar sub influența diferită a curenților oceanici, sunt pregnante, îndeosebi în sectorul nordic, unde diferența este de 11,8ºC (tabelul 11).

Anomaliile de temperatură, determinate de modul diferit de încălzire a uscatului şi apei, de contrastele termice dintre curenții oceanici calzi şi reci de la latitudinile medii şi superioare ale țărmurilor vestice ale continentelor sunt amplificate şi de circulația aerului sub forma vânturilor de vest şi de activitatea ciclonică. În Europa, încălzirea produsă de curentul Golfului se extinde spre est, iar în Africa, alizeul extinde spre sud răcirea provocată de curentul Canarelor. În emisfera sudică, la aceleaşi latitudini, repartiția temperaturilor este mult mai uniformă, datorită prezenței marilor suprafețe oceanice, mult mai omogene din punct de vedere termic şi a vânturilor dominante de vest.

Tabelul 11. *Diferențe termice în bazinul nordic al Oceanului Atlantic*

Localitatea	Latitudinea	Temperatura medie anuală
Hebron (Pen. Labrador)	59º 00' N	– 4,6
Bergen (Norvegia)	60º 24' N	7,2
Boston (S.U.A.)	42º 21' N	9,6
Porto (Portugalia)	41º 09' N	15,6

4.1.2. ***Izotermele lunii ianuarie***

În emisfera nordică (ianuarie este lună de iarnă), îndeosebi pe continente, temperatura medie a aerului se caracterizează prin valori din ce în ce mai scăzute către poli, determinate de scăderea unghiului de incidență a razelor solare cu suprafața terestră şi de modul diferit de răcire a celor două suprafețe active. Din această cauză, izotermele sunt mai dense şi apar curbate spre nord pe oceane şi spre sud pe continente, între ecuator şi pol înregistrându-se o diferență de temperatură de 67,5ºC. Datorită influenței Gulf-Stream-ului, în Atlanticul de Nord, amplitudinea curburii izotermelor este mult mai mare, zona respectivă separând două regiuni cu temperaturi minime accentuate în Asia de Nord-Est şi în Groenlanda. Europa este delimitată de izoterma de 0ºC în două sectoare termice cu caracteristici diferite: cel sud-vestic, influențat de masele de aer oceanice, şi cel nord-estic, de masele de aer continentale. În Europa, influența apei şi a uscatului asupra temperaturilor medii lunare poate determina diferențe şi între localitățile situate la aceeaşi latitudine, până la valori de peste 10ºC (tabelul 12).

Tabelul 12. *Diferențe termice în Europa de Vest şi Centrală*

Localitatea	Latitudinea	T.med. ianuarie (ºC)
Valentia (Irlanda)	51º 56' N	7,1
Greenwich (Marea Britanie)	51º 28' N	4,2
Rotterdam (Olanda)	51º 54' N	2,8
Münster (Germania)	51º 57' N	1,3
Leipzig (Germania)	51º 18' N	–0,3
Wroclaw (Polonia)	51º 07' N	–1,2
Radom (Polonia)	51º 24' N	–2,8
Lublin (Polonia)	51º 15' N	–3,6

Cele mai scăzute temperaturi se înregistrează în Iakuția (Rusia), unde izoterma de –50ºC formează o insulă cu o suprafață foarte mare, care include şi localitățile Verhoiansk şi Oimeakon (polul frigului din emisfera nordică), şi în partea central-nordică a Groenlandei, unde apar izotermele de –35ºC şi – 40ºC.

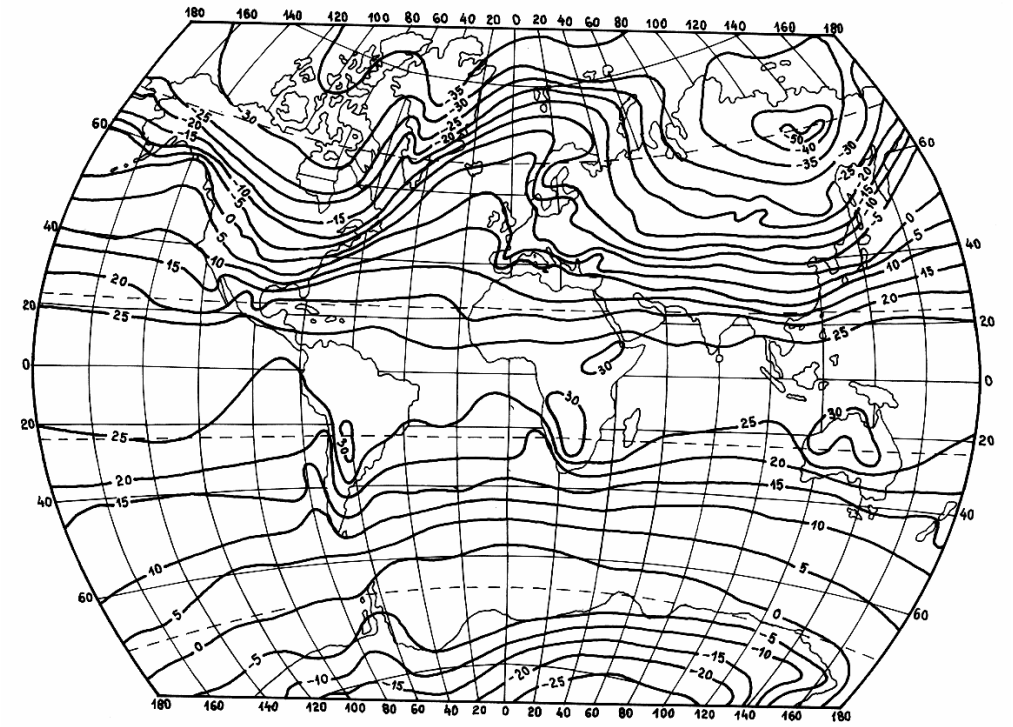

Fig. 44. *Distribuția geografică a temperaturii medii a aerului în luna ianuarie*
(valori reduse la nivelul mării, în ºC)

În emisfera sudică (ianuarie este lună de vară), temperatura medie a aerului este mai uniform repartizată, izotermele prezentând o curbură uşoară spre sud în dreptul continentelor şi spre nord pe suprafaţa oceanelor, aproximativ până în dreptul paralelei de 40º. La sud de aceasta, scăderea relativ constantă a temperaturii către pol, până la –25ºC în interiorul Antarctidei, fiind reflectată în configuraţia izotermelor (fig. 44).

Temperaturile medii lunare cele mai ridicate apar pe continente: 32º-34ºC în Marele Deşert Australian, 32ºC în Deşertul Kalahari (Africa de Sud) şi 30ºC în Câmpia Gran-Chaco (America de Sud).

4.1.3. ***Izotermele lunii iulie***

Se diferenţiază puternic faţă de cele ale lunii ianuarie în ambele emisfere.

În emisfera nordică (iulie este lună de vară), diferenţa termică dintre ecuator şi pol este mult mai mică decât în ianuarie (aproximativ 27ºC), iar încălzirea uscatului este foarte puternică. Aceste caracteristici de încălzire a aerului determină configuraţia izotermelor, care apar mai distanţate şi curbate spre pol deasupra continentelor. La aceleaşi latitudini, temperatura este mai ridicată pe continente, comparativ cu situaţia de pe oceane. Izoterma de 0ºC apare numai în centrul Groenlandei şi în jurul Polului Nord. Pe areale extinse din zonele tropicală şi subtropicală apar frecvent temperaturi medii cuprinse între 32ºC şi 40ºC, în America de Nord (Platourile din Arizona şi New Mexico, Podişul Mexicului), Asia (Peninsula Arabia, Podişul Iran, Câmpia Mesopotamiei) şi Africa (Sahara).

În emisfera sudică (iulie este lună de iarnă), predominarea suprafeţelor oceanice şi diferenţele latitudinale ale temperaturii medii a aerului, foarte mari, conferă izotermelor un caracter uniform şi o densitate mai accentuată începând de la latitudinea de 60ºS către pol, unde se înregistrează şi cele mai scăzute valori de pe glob (– 60ºC …–70ºC, iar reduse la nivelul mării –45ºC…–55ºC). La latitudinile tropicale şi subtropicale, temperaturile medii lunare rămân pozitive, izotermele având valori cuprinse între 15ºC şi 25ºC, pe suprafeţele oceanice fiind curbate către nord, iar pe cele continentale, spre sud (fig. 45).

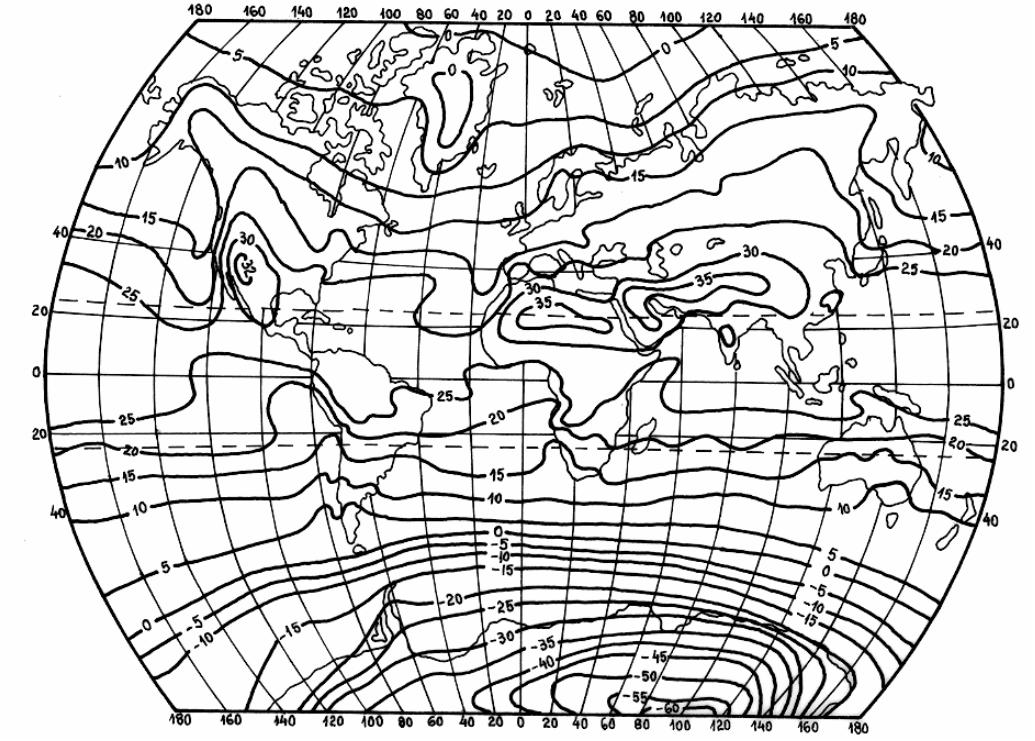

Fig. 45. *Distribuția geografică a temperaturii medii a aerului în luna iulie*
(valori reduse la nivelul mării, în ºC)

4.1.4. ***Temperaturi extreme***

Prin temperaturi extreme se înțeleg valorile maxime şi minime absolute (cea mai mare şi cea mai mică) din întreaga perioadă de observații, într-un anumit punct de pe glob.

Temperatura maximă absolută este considerată valoarea de 57,8ºC înregistrată la San Luis (Mexic), în data de 11 august 1933. În România, pentru comparație, maxima absolută este de 44,5ºC, înregistrată pe 10 august 1951, la Ion Sion (Bărăganul de Nord).

Temperatura minimă absolută, –88,3ºC, s-a înregistrat în emisfera sudică, în Antarctida, la stația Vostok (3.488 m), pe data de 24 august 1960, iar în emisfera nordică, –69,8ºC la Verhoiansk (Siberia de Nord-Est), în februarie 1892. De asemenea, în Siberia, la Oimeakon, s-au înregistrat –71ºC în februarie 1933, dar prin reducerea temperaturii la nivelul mării, având în vedere forma de relief şi altitudinea localităților, cea mai scăzută valoare este cea de la Verhoiansk (–67,8ºC). Tot prin reducerea la nivelul mării, valoarea înregistrată în Antarctida este numai cu 1º-2ºC mai scăzută decât cele din Siberia. În România, minima absolută, –38,5ºC, s-a înregistrat la Bod (Depresiunea Braşov), în data de 24 ianuarie 1942.

Ca urmare a repartiției valorilor termice medii anuale şi a celor extreme, *cea mai ridicată amplitudine termică medie anuală* (65,4ºC) ca şi *amplitudinea maximă absolută* de pe glob (103,5ºC) se înregistrează la Verhoiansk, în condițiile unui climat temperat continental excesiv. *Amplitudinea termică anuală cea mai coborâtă* (0,4ºC) caracterizează insulele Marshall din Oceanul Pacific, în condițiile unui climat tropical umed.

4.2. **Umezeala aerului**

Prin cele două componente principale, *umezeala absolută* (tensiunea vaporilor de apă) şi *umezeala relativă*, umezeala aerului are o distribuție geografică variată, condiționată de temperatura aerului, proporția şi repartiția uscatului şi a apei, natura învelişului vegetal etc.

4.2.1. ***Umezeala absolută a aerului***

Este un parametru climatic a cărui repartiție geografică este strâns determinată de temperatura aerului.

4.2.1.1. *Luna ianuarie*

În regiunea ecuatorului geografic, ca urmare a temperaturii şi evaporaţiei ridicate, se conturează o zonă cu umiditate mare, valorile medii depăşind 20 mbar (mm Hg) şi izolat, chiar 30 mbar. Spre cei doi poli, descreşterea umezelii absolute este neuniformă, în nordul Oceanelor Atlantic şi Pacific apărând regiuni cu umezeală ridicată, efect al curenţilor calzi, în zonele de climă temperată şi subpolară. În emisfera sudică, fenomenul este mai puţin vizibil şi numai pe ţărmurile estice ale Americii de Sud şi Africii. Pe suprafaţa continentelor, valori scăzute ale tensiunii medii a vaporilor de apă, sub 10 mbar, însoţesc marile deşerturi subtropicale. De asemenea, scăderi semnificative (până la 0,1 mbar) apar în emisfera nordică, la latitudinile temperate şi polare, în regiunea Verhoiansk ajungând la 0,030 mbar şi chiar 0,004 mbar, iar în emisfera sudică, în centrul Antarctidei, la 0,001 mbar (fig. 46).

4.2.1.2. *Luna iulie*

Zona cu umiditate ridicată de la ecuator se amplifică şi se extinde către regiunile tropicale sub influenţa musonilor, valoarea medie a tensiunii vaporilor de apă depăşeşte 30 mbar, atingând 35 mbar la Calcutta şi 42 mbar în Arabia, pe ţărmul Mării Roşii. Către poli, umezeala absolută scade treptat, mult mai uniform decât în ianuarie, în ambele emisfere.

În emisfera nordică, la aceleaşi latitudini, nu apar mari diferenţieri între continente şi oceane. Valori ridicate se observă deasupra oazelor din deşerturi şi semideşerturi (ex.: Baghdad 20 mbar, cu variaţii mari diurne). Valori scăzute caracterizează regiunea Verhoiansk (10 mbar) şi Arctica (5-6 mbar).

În emisfera sudică, apare o zonă cu umiditate scăzută la latitudini subtropicale pe continente, în regiunile de stepă şi semideşert (fig. 47).

4.2.2. ***Umezeala relativă a aerului***

Prezintă o repartiţie geografică în interdependenţă cu temperatura aerului, tensiunea vaporilor de apă şi mişcările verticale ale aerului deasupra celor două suprafeţe active princpale, uscatul şi apa. Comparativ cu umezeala absolută, zonalitatea umezelii relative este mult mai bine evidenţiată.

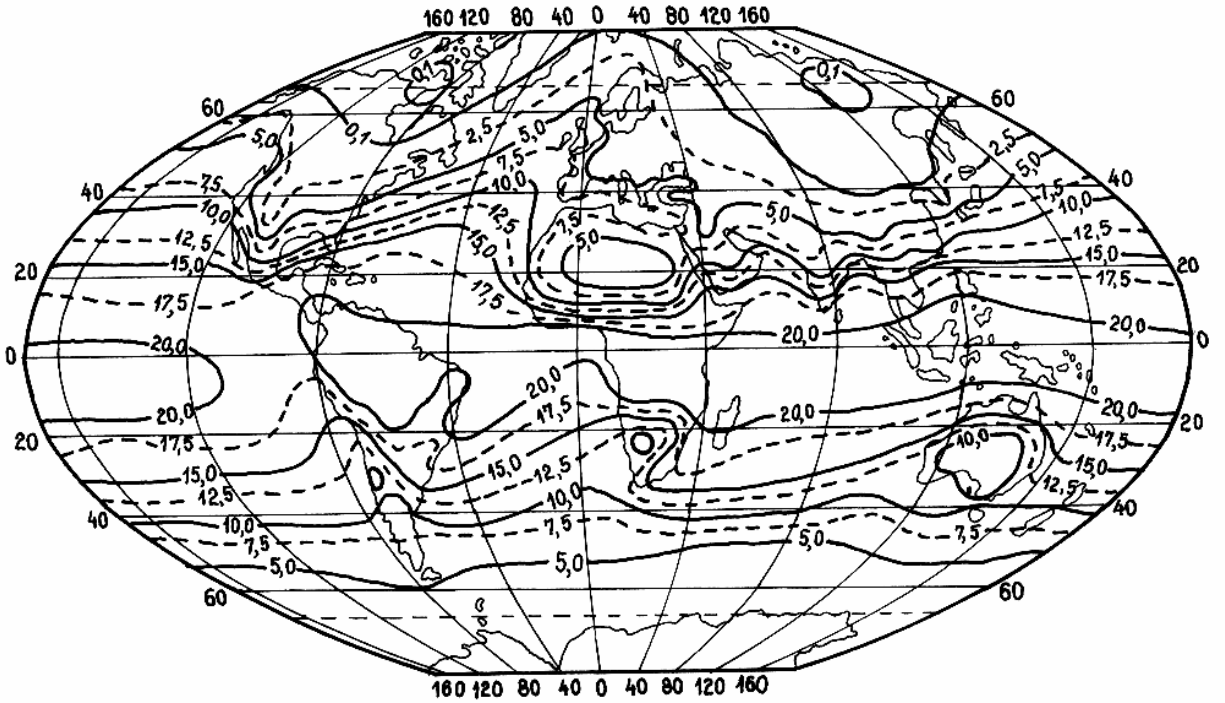

Fig. 46. *Repartiția valorilor medii ale tensiunii vaporilor în luna ianuarie* (mm Hg)
Sursa: Ciulache, 2002

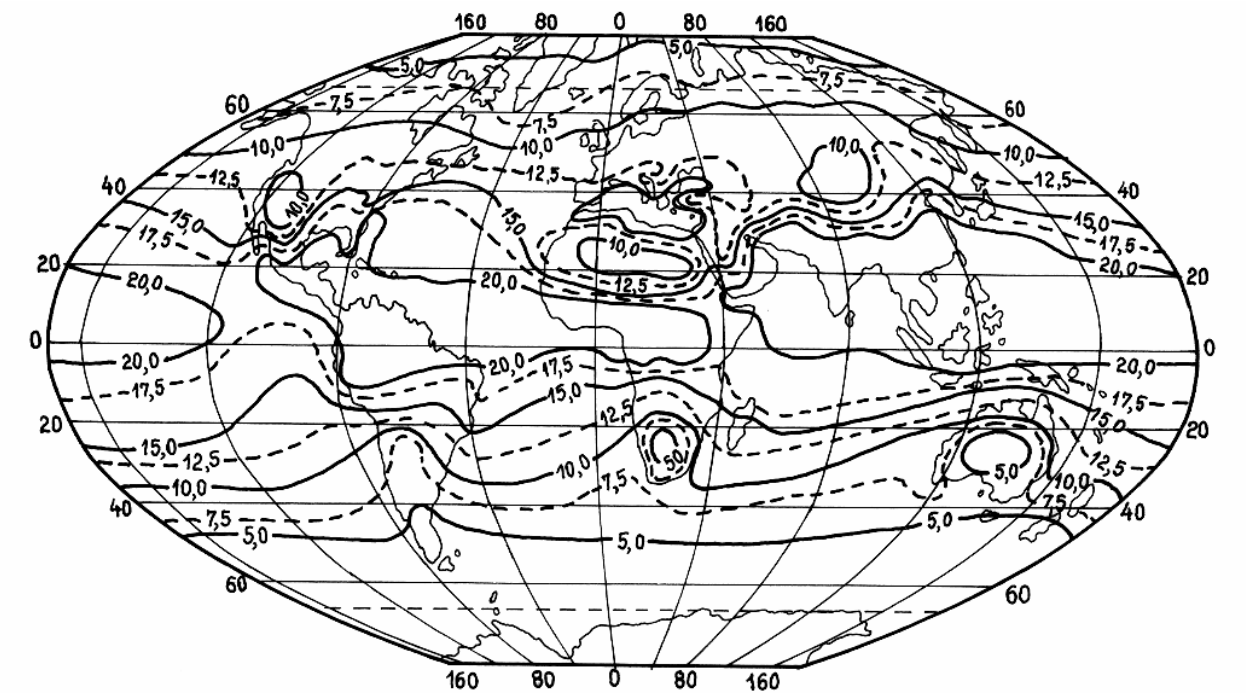

Fig. 47. *Repartiția valorilor medii ale tensiunii vaporilor în luna iulie* (mm Hg)
Sursa: Ciulache, 2002

4.2.2.1. *Luna ianuarie*

Ca şi în cazul tensiunii vaporilor de apă, în zona ecuatorială apare un centru de umezeală relativă ridicată, peste 85%, care se conturează mai pregnant în emisfera sudică, unde este vară. Valori la fel de ridicate se întâlnesc şi la latitudinile subpolare, unde formează o zonă continuă în emisfera sudică şi discontinuă în cea nordică, între cele două zone cu umezeală relativă ridicată dezvoltându-se zone cu valori reduse (sub 50%) în jurul tropicelor, corespunzând marilor deşerturi ale globului. Umezeala relativă a aerului este, de asemenea, scăzută şi deasupra regiunilor deşertice şi semideşertice de climă temperată (Asia Centrală, America de Sud cu Patagonia etc.) (fig. 48).

4.2.2.2. *Luna iulie*

Repartiţia umezelii relative a aerului în luna iulie este destul de asemănătoare cu cea din luna ianuarie. Astfel, se păstrează zona cu umezeală relativă ridicată de o parte şi de alta a ecuatorului, până la aproximativ 10º-15º N şi S şi cele două de la latitudinile subpolare, cu menţiunea că numai cea subpolară din emisfera sudică are continuitate, zone în care valorile depăşesc 85%. În acelaşi timp, zona cu umezeală relativă scăzută, sub 50%, este mult îngustată în regiunea tropicală sudică şi mult mai bine dezvoltată în cea nordică, făcând trecerea către zona ce corespunde marilor deşerturi din clima temperată (fig. 49).

În general, umezeala relativă a aerului, în regiunile cu climat oceanic, este mai ridicată vara, decât în cele cu climat continental. Iarna, la latitudinile mijlocii, aceste diferenţe sunt estompate din cauza atenuării contrastelor termice. La suprafaţa oceanelor, la orice latitudine, umezeala relativă a aerului nu are o variaţie sezonieră.

4.3. **Nebulozitatea**

La suprafaţa terestră, distribuţia geografică a nebulozităţii este redată prin intermediul hărţilor cu izonefe[25], care, indiferent pentru ce perioadă sunt alcătuite, relevă dependenţa acestui fenomen meteorologic de particularităţile circulaţiei generale a atmosferei şi de activitatea frontală şi ciclonică. Este de remarcat faptul că nebulozitatea înregistrată deasupra uscatului este mult mai mare decât cea de pe uscat, cu excepţia zonei ecuatoriale. Sunt foarte bine puse în evidenţă următoarele zone:

[25] Linii care unesc puncte cu nebulozitate egală.

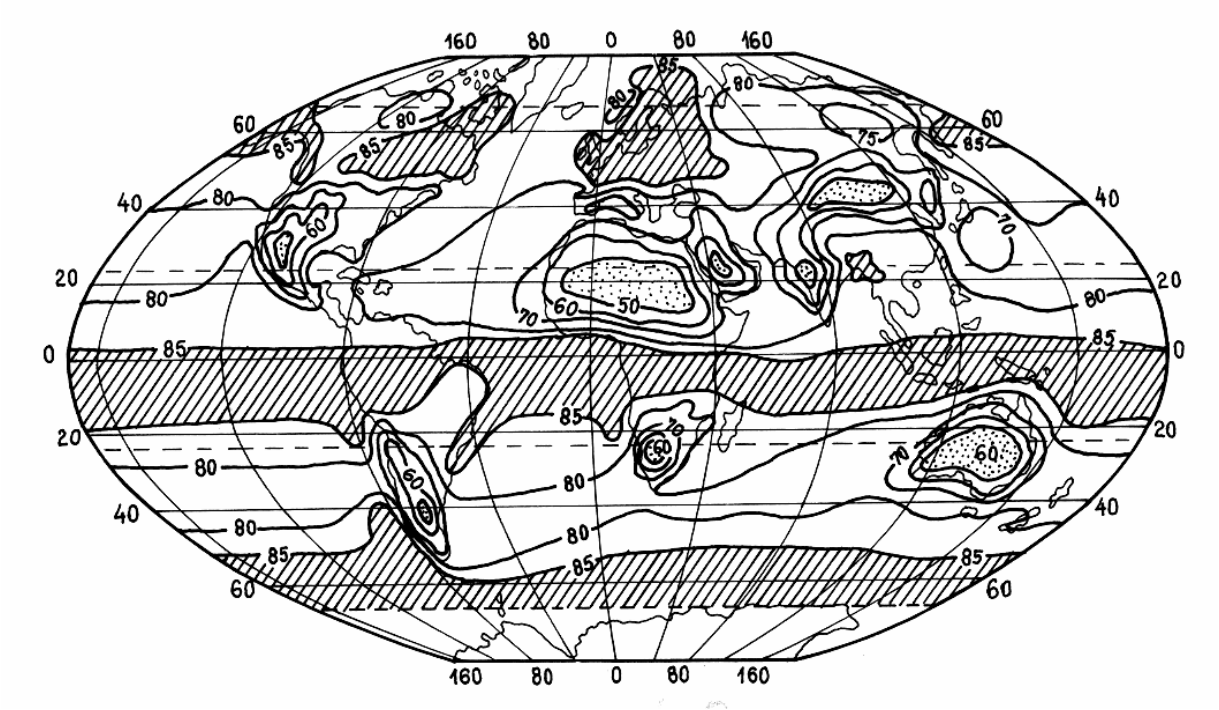

Fig.48. *Repartiția valorilor medii ale umezelii relative în luna ianuarie* (%)
Sursa: Ciulache, 2002

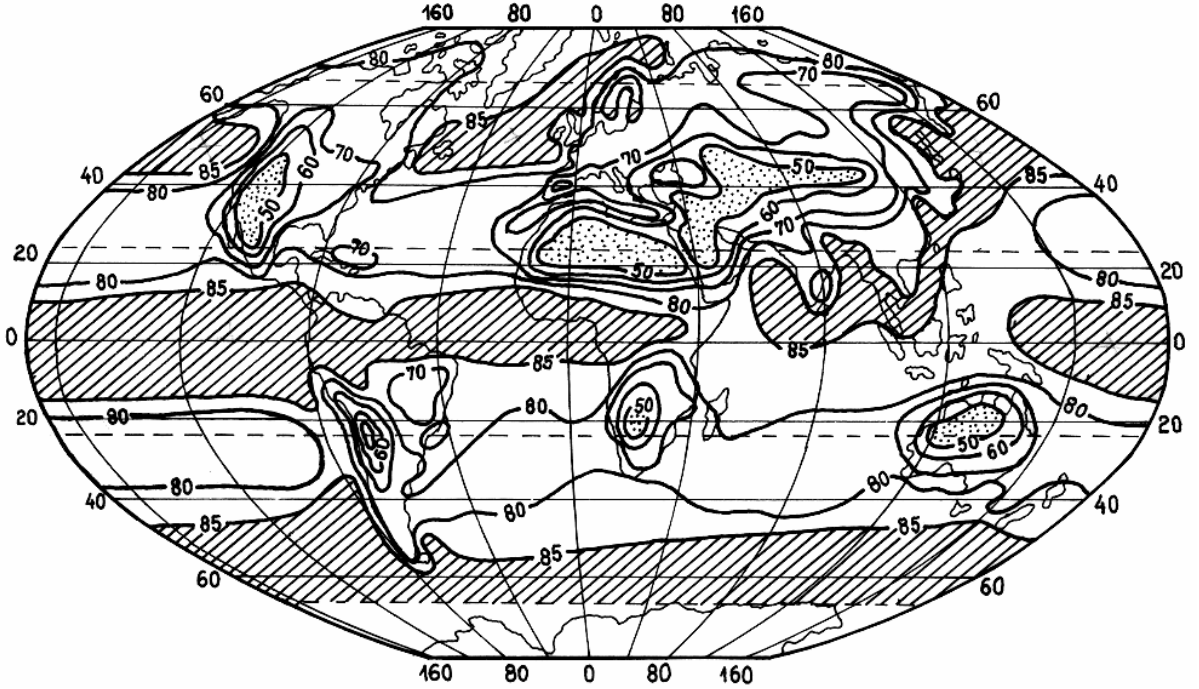

Fig. 49. *Repartiția valorilor medii ale umezelii relative în luna iulie* (%)
Sursa: Ciulache, 2002

- *ecuatorială*, de nebulozitate ridicată, mai accentuată pe continente, care apare datorită mişcărilor convective ascendente puternice;

- *tropicale şi subtropicale*, caracterizate prin descendenţa aerului, specifică ariilor anticiclonale, şi prezenţa alizeelor, cu nebulozitate foarte redusă;

- *subpolare*, cu nebulozitate mare, determinată de mişcările ascendente specifice ciclonilor;

- *traiectoriile fronturilor atmosferice principale* (arctic, antarctic, polar nordic, polar sudic), pe care se deplasează ciclonii mobili, corespund unor zone cu nebulozitate ridicată.

4.3.1. ***Distribuţia nebulozităţii în luna ianuarie***

Se remarcă o extindere spre sud a regiunilor ecuatoriale de pe continente, unde nebulozitatea este cea mai ridicată, atingând valori de peste 7 zecimi. În acelaşi timp, zona subtropicală cu nebulozitate redusă (3-1 şi chiar sub 1) se dezvoltă foarte mult în emisfera nordică, cuprinzând areale extinse din Africa (vestul Saharei, Sudan) şi Asia (Arabia, Podişul Iranului, India şi vestul Indochinei). În America de Nord, astfel de nebulozitate se întâlneşte numai în sudul Californiei şi al Mexicului. Emisfera sudică prezintă astfel de valori în America de Sud (deşertul Atacama), Africa (regiunea Cap) şi Australia (Marele Deşert Australian).

La latitudini mijlocii şi superioare, nebulozitatea creşte la valori de peste 8 zecimi deasupra oceanelor şi pe ţărmurile vestice ale continentelor din emisfera nordică şi scade treptat către interiorul continentelor datorită regimului anticiclonic şi circulaţiei musonice, până la valori de sub 3 zecimi, în Asia Centrală şi de Est. În emisfera sudică apare o zonă circumterestră cu nebulozitate ridicată (7-9 zecimi) deasupra oceanelor, valorile scăzând din nou deasupra Antarctidei (fig. 50).

4.3.2. ***Distribuţia nebulozităţii în luna iulie***

Spre deosebire de luna ianuarie, în luna iulie, regiunile ecuatoriale de maximă nebulozitate, ca şi cele subtropicale de minimă nebulozitate sunt deplasate spre nord. Valori scăzute ale nebulozităţii (1 şi sub 1) apar în tot bazinul mediteranean (Europa de Sud, Asia Mică, Orientul Apropiat, deşerturile de la est de Marea Caspică) şi în America de Nord, aproximativ în aceleaşi regiuni ca şi în luna ianuarie.

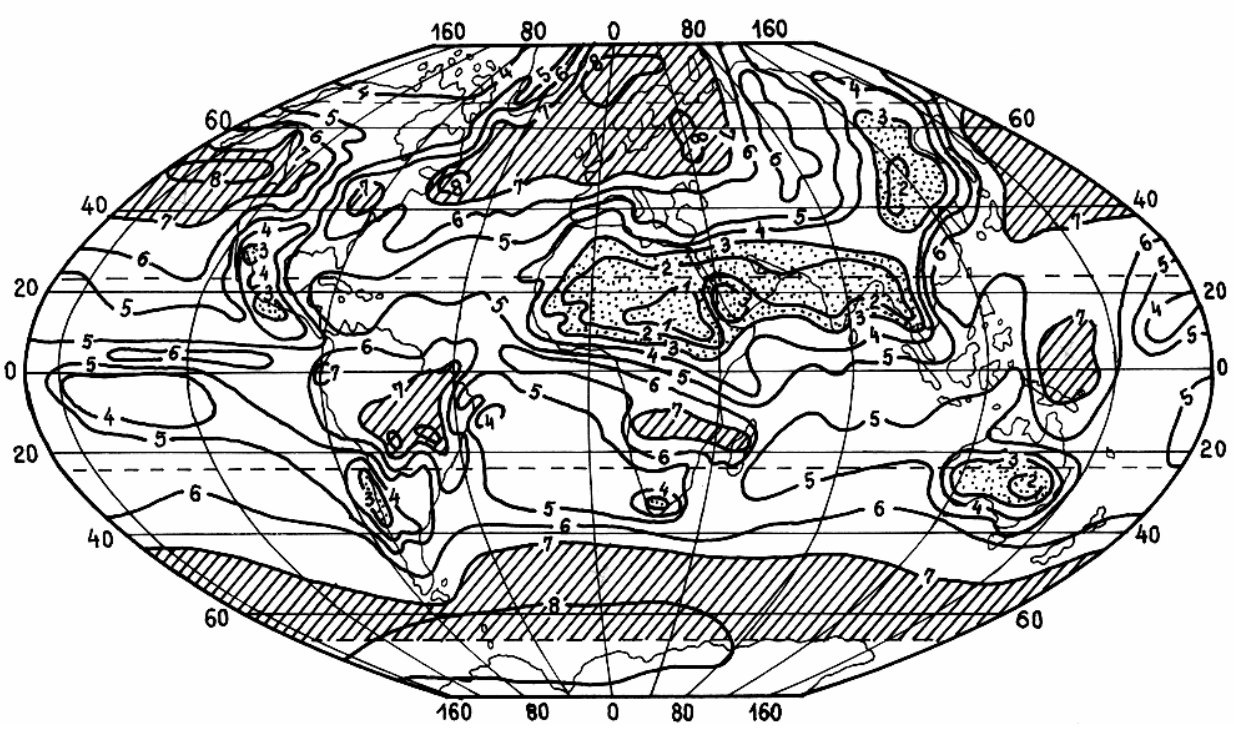

Fig. 50. *Repartiția valorilor medii ale nebulozității în luna ianuarie* (zecimi)
Sursa: Ciulache, 2002

În emisfera sudică, regiunile subtropicale cu nebulozitate scăzută sunt mult mai dezvoltate, caracterizând Câmpia Gran Chaco şi Podişul Braziliei în America de Sud, Marile Lacuri şi sudul Africii, Strâmtoarea Mozambic şi estul Insulei Madagascar, centrul şi nordul Australiei. O mare zonă cu nebulozitate ridicată (7-8 zecimi) se dezvoltă ca urmare a musonului asiatic în sudul, sud-estul şi estul Asiei.

La latitudinile mijlocii şi superioare din emisfera nordică, datorită activităţii ciclonice reduse, regiunile cu maximă nebulozitate de pe oceane şi de pe continente sunt mai puţin extinse comparativ cu luna ianuarie. Nebulozitatea se menţine ridicată (peste 8 zecimi) numai în regiunea Insulelor Aleutine, la est de Peninsula Labrador, în Atlanticul de Nord şi de-a lungul ţărmurilor Norvegiei. În emisfera sudică, brâul de nebulozitate maximă din jurul Antarctidei slăbeşte în intensitate şi apare fragmentat (fig. 51).

4.4. **Precipitaţiile atmosferice**

Sunt un element climatic deosebit de important, care prezintă cea mai mare variabilitate spaţio-temporală. Repartiţia precipitaţiilor pe suprafaţa terestră este condiţionată de factorii fizico-geografici şi se poate realiza cu ajutorul hărţilor cu izohiete[26]. Astfel, peste zonalitatea latitudinală a cantităţilor de precipitaţii, se suprapune o azonalitate determinată de influenţa unor factori fizico-geografici regionali, care pot duce la creşterea sau scăderea cantităţilor de precipitaţii. Latitudinal, cele mai mari cantităţi de precipitaţii se înregistrează în regiunile ecuatoriale şi temperate, iar cele mai mici, în regiunile subtropicale şi polare (tabelul 13).

4.4.1. ***Precipitaţii medii anuale***

Repartiţia geografică a cantităţilor medii anuale de precipitaţii, un indicator climatic şi bioclimatic important, relevă o anumită zonalitate latitudinală, mascată totuşi de marea variabilitate teritorială determinată de factorii fizico-geografici, ce reprezintă trăsătura dominantă a acestui parametru climatic, de o importanţă considerabilă pentru însăşi viaţa pe Pământ (fig. 52).

[26] Linii cu aceleaşi valori ale cantităţilor de precipitaţii.

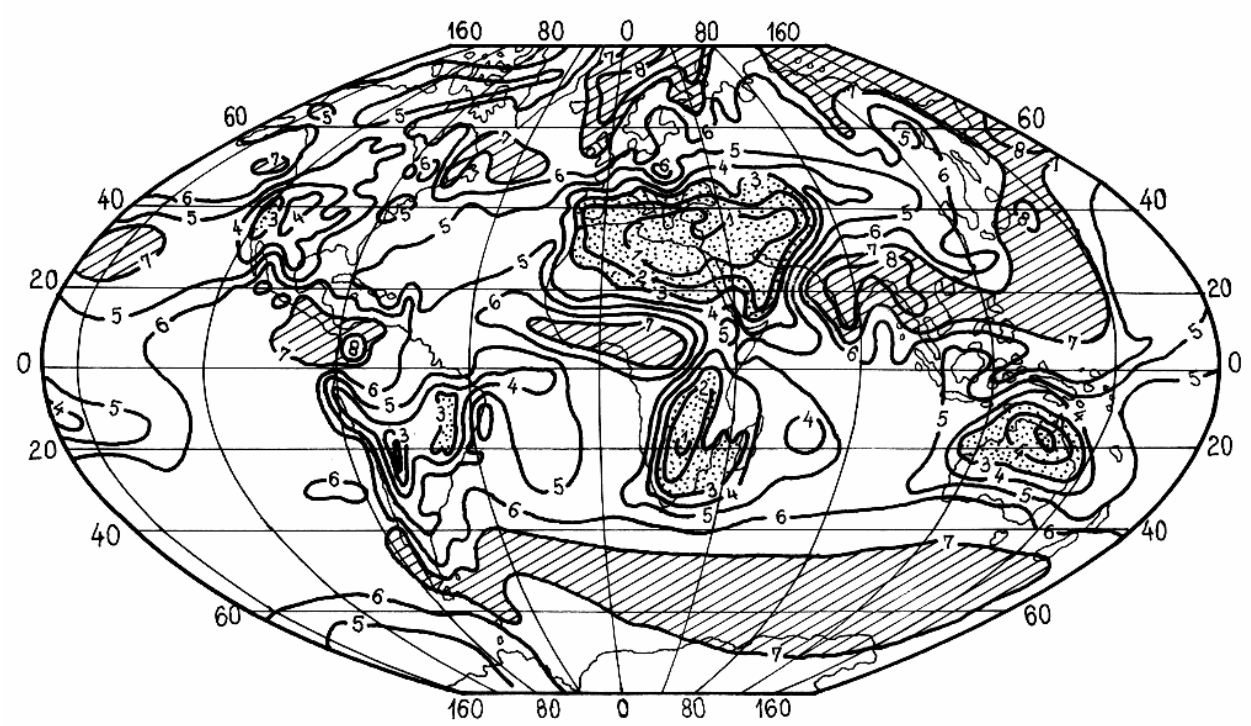

Fig. 51. *Repartiția valorilor medii ale nebulozității în luna iulie* (zecimi)
Sursa: Ciulache, 2002

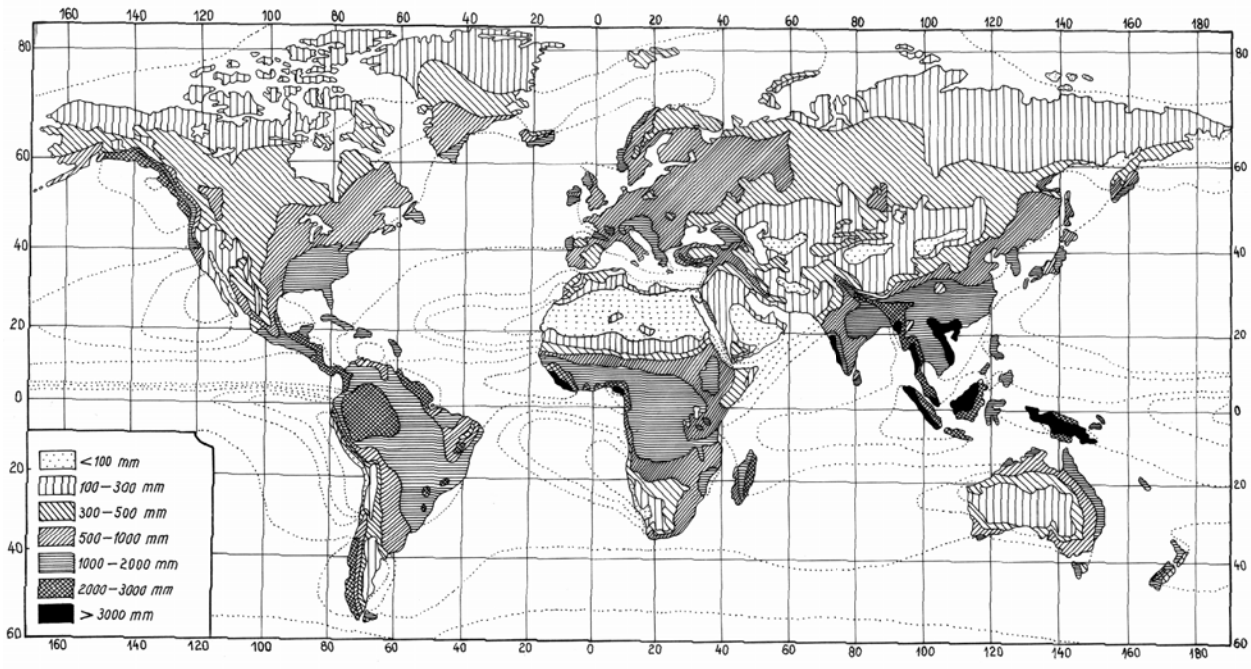

Fig. 52. *Repartiția geografică a cantităților medii anuale de precipitații* (mm)

Tabelul 13. *Variația latitudinală a precipitațiilor în emisfera nordică*

Latitudinea (în º)	Cantități medii anuale de precipitații (în mm)
0-10	1450
10-20	840
20-30	590
30-40	660
40-50	740
50-60	630
60-90	270
Media	770

Sursa: Pop, 1988

4.4.1.1. *Zona ecuatorială*

Prezintă precipitații consistente cantitativ, 1.000-2.000 mm anual, cu frecvență aproape zilnică, datorită conținutului mare de vapori de apă şi predominării curenților ascendenți ai aerului cald, îndeosebi deasupra marilor suprafețe oceanice. Condițiile locale pot determina cantități de precipitații peste sau sub aceste valori. De exemplu, se pot atinge între 4.000 mm şi 6.000 mm în bazinul Amazonului din America de Sud, Arhipelagul Indonezian şi Africa ecuatorială de Vest, în timp ce litoralul de est al Africii beneficiază de cantități sub 1.000 mm. Pe litoralul vestic al Americii de Sud, cantitățile medii anuale prezintă, o variație evident puternică, astfel că la latitudinea de 3°57' N în localitatea Buenaventura (Columbia), se înregistrează 7.155 mm, iar la sud de Ecuator acestea scad drastic, ajungând la 988 mm, la Guayaquil (Ecuador), şi la doar 27 mm, la Callao (Perú), datorită influenței curenților oceanici. Astfel de diferențieri apar şi în Africa, de exemplu la Debundja (Camerun) se înregistrează 9.655 mm, în timp ce la Akkra (Ghana) numai 702 mm, localitățile fiind situate pe aceeaşi paralelă. Aceste deosebiri importante sunt vizibile şi pe oceane, nu numai pe continente. Astfel, la Kirorki (Insula Noua Guinee), media anuală a precipitațiilor este de 5.850 mm şi scade la 2.191 mm în localitatea Colombo (Insula Sri Lanka sau Ceylon) şi până la 1.900 mm la Antuane (în Arhipelagul Mariane din Oceanul Pacific). La sud şi nord de zona ecuatorială se remarcă scăderea generală a cantităților de precipitații, existând şi abateri de la această regulă.

4.4.1.2. *Zonele tropicale şi subtropicale*

Între paralele de 20º şi 40º, în ambele emisfere, scăderea cantităţilor medii anuale de precipitaţii este drastică, ajungând în general sub 300 mm, putând însă să scadă şi sub 100 mm. Aceste spaţii geografice reprezintă zona marilor deşerturi şi semideşerturi de pe planetă: Sahara, Arabia, Mesopotamia, Podişul Iranian, Thar, California, Colorado, Arizona, Nevada, Podişul Mexican, Atacama, Namib, Kalahari, Australia Centrală. Gradul de ariditate cel mai pronunţat se înregistrează pe coastele vestice ale continentelor, unde curenţii oceanici reci sunt responsabilii principali de absenţa precipitaţiilor. De exemplu, în nordul statului Chile (deşertul Atacama) suma anuală a precipitaţiilor este sub 1 mm, iar în unele localităţi acestea au lipsit cu desăvârşire în perioadele istorice, fiind regiunea cea mai secetoasă de pe glob. Precipitaţii nesemnificative (sub 0,5 mm anual) se înregistrează şi în Australia de Vest, Egipt (Luxor, Valea Regilor).

Ca o particularitate pluviometrică, trebuie precizat faptul că, la aceste latitudini caracterizate printr-o ariditate accentuată, azonal, datorită configuraţiei reliefului şi circulaţiei musonice, se înregistrează cele mai mari cantităţi medii anuale de precipitaţii, 13.970 mm la Mawsynram, în provincia Assam din India, considerată polul ploilor de pe glob. Tot aici, la Cherrapundji, media anuală este de 11.500 mm, în unii ani putându-se totaliza cantităţi ce depăşesc 15.000 mm, de exemplu, în anul 1861 – 22.987 mm. Şi în alte regiuni din Asia musonică, precipitaţiile sunt abundente (3.000-4.000 mm medii anuale), cum ar fi: tot versantul sudic al Munţilor Himalaya, Coasta Malabarului (versantul vestic al Munţilor Gaţi, India), Indochina (Birmania, Vietnam), sudul Chinei, Insula Taivan, sudul Japoniei. În regiunile supuse permanent vânturilor alizee se semnalează, de asemenea, cantităţi importante de precipitaţii: 5.471 mm, la Primavera, în sudul muntos al Mexicului, şi 5.234 mm, în Guatemala. Un exemplu de distribuţie neuniformă a precipitaţiilor în funcţie de orografie este şi Arhipelagul Hawaii. Astfel, în timp ce pe versantul expus alizeului de nord-est al vulcanului Valiahi (Insula Kauai, 1.730 m altitudine) cad 12.090 mm pe an, la Honolulu (Insula Oahu, 12 m altitudine), anual se însumează doar 556 mm. Situaţii asemănătoare apar şi pe versanţii estici ai munţilor din Insula Madagascar, expuşi alizeului de sud-vest (peste 3.000 mm anual), în Peninsula York din nord-estul

Australiei, sud-estul Braziliei etc., unde la acțiunea vânturilor se adaugă cea a curenților oceanici calzi, de pe coastele estice ale continentelor.

4.4.1.3. *Zonele temperate*

La latitudini temperate (40º-60º latitudine N şi S), datorită activității ciclonice intense, cantitățile medii anuale de precipitații depăşesc cu mult pe cele din zonele tropicale şi subtropicale, în mod particular, între 50º-60º N, deasupra Oceanului Atlantic şi Europei, unde se înregistrează valorile cele mai mari. Cantitatea de precipitații scade, atât de la vest către est (către interiorul uscatului), cât şi de la nord spre sud (tabelul 14).

Tabelul 14. *Cantități medii anuale de precipitații*

Localitatea	Precipitații (mm)
Torgilebu (Groenlanda de Sud)	2.190
Eirarbakki (Islanda)	1.302
Lerwick (Insulele Shetland)	1.069
Edinburg (Scoția)	672
Copenhaga (Danemarca)	589
Moscova (Rusia)	620
Olhon (pe Lacul Baikal)	158

În Asia, cantități mai importante de precipitații se întâlnesc pe țărmurile estice, unde activitatea ciclonică intensă se suprapune musonului de vară, astfel că în Peninsula Kamceatka, Insulele Kurile, Sahalin şi Hokaido se înregistrează între 600 mm şi 1.000 mm pe an. În America de Nord, în partea centrală a preeriilor cad în medie sub 500 mm anual, în timp ce litoralul estic, atlantic, este mult mai bogat în precipitații, datorită intensificării activității ciclonice, dar şi prezenței curenților calzi (Gulf-Stream). Un rol deosebit de important în repartiția neuniformă a precipitațiilor pe continente îi revine reliefului, lanțurile montane, prin altitudinea şi poziția față de direcția maselor de aer şi a vânturilor dominante, devenind adevărate „bariere climatice". Pe versanții expuşi vânturilor dominante, cantitățile de precipitații sunt sensibil mai mari decât pe versanții de „sub vânt". Astfel, la est de Anzii Cordilieri, în Podişul Patagoniei, se înregistrează mai puțin de 300 mm/an, ca şi la est de Cordilierii Americii de Nord. De regulă, în aceste teritorii geografice, lipsa activității ciclonice, dar şi efectele foehnale, resimțite puternic,

determină apariţia azonală a unor deşerturi şi semideşerturi, care le continuă pe cele din zonele subtropicale (ex.: Podişul Marelui Bazin, cu celebra Death Valley) şi pe cele din nordul Mexicului, din statele Texas, New Mexico, Arizona şi din sudul Californiei (S.U.A.). Şi pe continentul asiatic sunt astfel de situaţii care generează întinse suprafeţe deşertice (ex.: deşerturile din Asia Centrală şi cele din nordul Mării Caspice, Takla-Makan, Gobi, Tibet), care le continuă pe cele din Asia de Sud-Vest.

4.4.1.4. *Zonele circumpolare*

Precipitaţiile medii anuale scad pronunţat către cele două zone circumpolare, datorită predominării regimului anticiclonic şi persistenţei temperaturilor foarte scăzute, înregistrând cantităţi sub 300 mm şi chiar sub 100 mm în sectorul groenlandez nordic al Oceanului Arctic. Pe ţărmul vestic al Groenlandei, descreşterea latitudinală a precipitaţiilor este şi mai evidentă (tabelul 15).

Tabelul 15. Variaţia latitudinală a precipitaţiilor medii anuale pe ţărmul vestic al Groenlandei

Localitatea	Latitudinea (nordică)	Precipitaţii (mm)
Ivigtut	61º 12´	1207
Godthaab	64º 11´	527
Iakobshavn	69º 13´	231
Umanak	70º 41´	178
Thule	76º 30´	< 100

În zona litorală a Antarctidei, cantităţile medii anuale ating 450 mm, iar către interior scad treptat, ajungând în zona polului sud sub 75 mm, ca urmare a umidităţii absolute foarte scăzute şi a stratificaţiei termice stabile a aerului, dar şi a lipsei ciclonilor mobili.

Cel mai important aspect climatologic al precipitaţiilor îl reprezintă, însă, repartiţia în cursul anului (pe sezoane) a acestora, ce caracterizează regimul pluviometric (fig. 53).

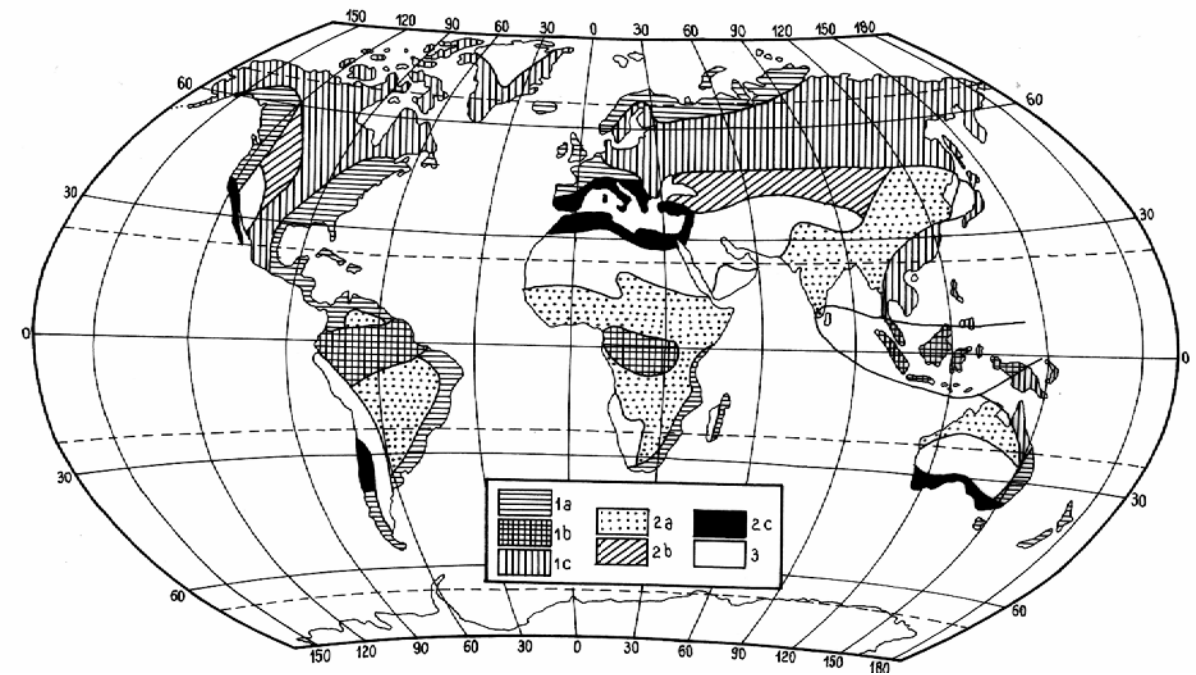

Fig. 53. *Repartiția sezonieră a precipitațiilor – tipuri de regimuri pluviometrice*: 1-precipitații în tot timpul anului: a- uniform repartizate, b- cu două maxime (regim ecuatorial), c- cu maximă de vară; 2- precipitații periodice (cu sezon secetos distinct): a- cu maximă de vară (regim tropical şi musonic), b- cu maximă de primăvară, c- cu maximă de iarnă (regim mediteranean); 3- secetă permanentă (regim deşertic)
Sursa: Hromov, în Pop, 1988

4.4.2. ***Precipitaţiile sub formă de zăpadă***

După cum se cunoaşte de la Meteorologie, precipitaţiile pot fi sub formă lichidă, solidă sau mixtă. Precipitaţiile solide sunt, în general, caracteristice latitudinilor temperate, circumpolare şi munţilor înalţi din zona caldă, unde reprezintă un procent important din întreaga cantitate de precipitaţii, dar se întâlnesc şi la latitudini subtropicale. *Foarte important este faptul că limita în latitudine şi altitudine a precipitaţiilor solide nu este aceeaşi cu limita de formare şi menţinere a stratului de zăpadă.*

Limita latitudinală a precipitaţiilor sub formă de zăpadă este de 30º în emisfera nordică (trece de la vest către est prin Delta Mississippi, localităţile Marrakech şi Cairo, Delta Eufratului şi Delta Yantse), iar în emisfera sudică, 38º pe oceane şi către 30º pe continente. În Europa, în nordul Mării Mediterane, zăpada reprezintă un fenomen obişnuit, dar sporadic. În Italia, numărul mediu anual al zilelor cu ninsoare scade de la nord către sud şi litoral: Milano (9,1), Veneţia (2,0), Genova (1,7), Roma (1,6), Neapole (1,1), Palermo (0,8), Siracusa (0,1). În bazinul răsăritean al Mării Mediterane, numărul zilelor cu zăpadă este mai mare (Athena, 6), iar pe ţărmul nordic al Africii şi în Orientul Apropiat, fenomenul este foarte rar. Pe ţărmurile atlantice ale Europei, la sud de paralela de 45º, ninsoarea, ca fenomen meteorologic, este, de asemenea, foarte rară. În America de Nord, singurele regiuni unde nu se semnalează precipitaţii sub formă de zăpadă sunt sudul Floridei şi Californiei.

În emisfera sudică, pe litoralul pacific al statului Chile, zăpada este cunoscută până la paralela de 32º, iar pe litoralul atlantic al Americii de Sud, se semnalează în estuarul La Plata, la Buenos Aires şi Montevideo. În Africa de Sud, zăpada s-a înregistrat la Capetown şi Johannesburg, iar în Australia zăpada este frecventă la Sydney şi aproape inexistentă în nord, în statul Queensland.

4.4.2.1. *Stratul de zăpadă*

Prin repartiţia geografică şi durata lui este unul din factorii climatogeni şi, din acest motiv, aceste două caracteristici principale trebuie cunoscute. Din figura 54 se poate remarca existenţa la suprafaţa terestră (predominant în emisfera nordică) a următoarelor tipuri de suprafeţe cu strat de zăpadă:

1. regiuni cu strat de zăpadă şi gheaţă permanente;
2. regiuni cu strat de zăpadă stabil, păstrat pe anumite perioade din an (2-8 luni şi peste 8 luni);
3. regiuni cu strat de zăpadă format aproape în fiecare an, dar fără stabilitate ca durată şi ca dată a apariţiei;
4. regiuni fără strat de zăpadă stabil, unde aceasta este cunoscută doar ca fenomen meteorologic (hidrometeor), dar nu formează un strat persistent. În această categorie se încadrează şi teritoriile din spaţiul intertropical şi subtropical, excluzând munţii înalţi.

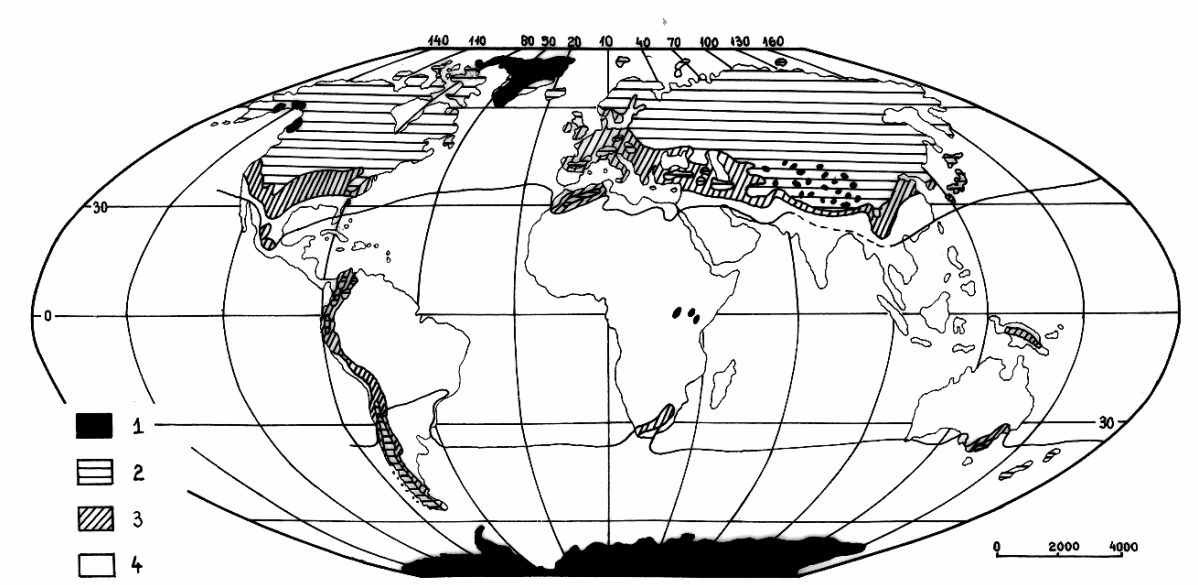

Fig. 54. *Distribuția geografică pe glob a stratului de zăpadă*
1- gheață și zăpadă permanente; 2- strat de zăpadă de peste două luni; 3- strat de zăpadă de sub două luni; 4- fără strat de zăpadă
Sursa: Ciulache, 2002

5. **CLASIFICĂRI CLIMATICE**

Pe suprafaţa terestră, condiţiile variate ale mediului geografic, în relaţie directă cu factorii climatogeni şi modificatori ai climei, imprimă elementelor climatice regimuri de evoluţie foarte diverse, de cele mai multe ori apărând o serie de combinaţii între tipurile de regimuri climatice, care dezvoltă un număr mare de tipuri climatice. Din acest punct de vedere, sistematizarea climatelor în funcţie de trăsăturile lor comune a apărut ca absolut obligatorie, numeroşi savanţi fiind preocupaţi de stabilirea tipurilor principale (fundamentale) de climate, a subtipurilor şi varietăţilor acestora şi repartiţiei lor geografice pe glob, proces care poartă denumirea de *clasificare climatică*. Au rezultat, astfel, diferite clasificări climatice, având la bază anumite criterii, multe dintre ele fiind valabile şi folosite şi în prezent.

5.1. **Criterii de clasificare a climatelor**

Orice clasificare climatică trebuie să fie elaborată după un anumit criteriu. După criteriul de bază adoptat, clasificările climatice au fost împărţie de Gh. Pop (1988) în: *efective* (funcţionale) şi *genetice*, iar de S. Ciulache (1985, 1988), în trei categorii: *empirice, genetice* şi *aplicate*.

Clasificările empirice au folosit caracteristicile esenţiale, care pot fi observate, ale climei (temperatură, umiditate, precipitaţii, vânt etc.), analizate singular sau în toată complexitatea şi interdependenţa lor. De exemplu, având temperatura criteriu de bază, pe suprafaţa globului au fost individualizate regiuni sau zone de climă caldă, temperată şi rece, delimitate după izoterme specifice (ex.: clasificarea în 7 zone termo-climatice ale globului, formulată de către climatologul german A. Supan, în 1884, şi clasificarea pe criteriul pluviometric a geografului german A. Penck, din 1911).

Clasificările efective (aplicate sau funcționale) sunt cele care au folosit drept criteriu de individualizare a climatelor efectele factorilor meteorologici asupra principalelor componente ale mediului geografic, îndeosebi vegetație şi soluri, care reflectă în cea mai mare proporție influența climei asupra fiecăruia în parte, sau asupra întregului complex fizico-geografic, denumit peisaj geografic. În majoritatea clasificărilor climatice efective au fost folosite valori medii ale unor elemente climatice singulare (temperatură, precipitații etc.) sau ale complexului de elemente climatice, ținându-se cont, însă, şi de valoarea unor praguri climatice, care stabilesc mult mai bine raportul cauză-efect dintre fenomenul climatic şi peisaj. Folosirea numai a regimului elementelor climatice în caracterizarea diferitelor tipuri de climă nu poate da o imagine completă a marii complexități şi varietăți geografice a climatului, fiind necesară şi abordarea din punctul de vedere a factorilor generatori ai acestor tipuri climatice. Aşa a apărut necesitatea elaborării şi folosirii unor clasificări genetice. Dintre încercările de clasificări funcționale amintim pe cele ale germanului A. Griesebach (1872) şi elveținului A. de Candole (1874), primii care au realizat raportul cauzal între climă şi vegetație. Chiar dacă acestea nu reprezintă clasificări climatice propriu-zise, importanța lor a fost considerabilă, îndeosebi concepția lui de Candole (care a stabilit cinci categorii de plante în funcție de condițiile climatice de viață), care a fost preluată ulterior şi dezvoltată în diferite etape, până la forma finală (1936) de către germanul W. Köppen. Tot în această categorie de clasificări climatice trebuie menționate cele ale geografului francez Emmanuel De Martonne (1913), care a numit principalele tipuri de climat după regiunile geografice în care acestea sunt cel mai bine individualizate, ale geografului rus L.S.Berg (1925), care, folosind aceleaşi criterii, evidențiază o relație strânsă între tipurile de climat şi peisajele geografice principale (tundră, stepă, deşert, savană, pădure tropicală umedă etc.) şi ale climatologului american C. W. Thornthwaite (1931), care foloseşte drept criteriu de bază indicii eficacității precipitațiilor şi temperaturii în raport cu asociațiile vegetale specifice, în delimitarea a cinci mari provincii de umiditate care corespund biocenozelor respective (ex.: zona supraumedă corespunde pădurii tropicale umede, iar semiaridă, stepei).

Clasificările genetice s-au efectuat ținându-se cont de factorii genetici ai climei, îndeosebi de cei dinamici (circulația atmosferei), cunoaşterea raporturilor dintre circulația aerului troposferic, evoluția

vremii şi structura sezonieră a diferitelor regimuri climatice poate reliefa cu un grad ridicat de fidelitate structura reală şi repartiţia globală sau regională a tipurilor climatice. În acelaşi timp, o caracterizare a tipurilor de climate efectuată numai din punctul de vedere al circulaţiei aerului, limitele teritoriale ale acestora sunt destul de generale şi aproximative. De aceea, în acest tip de clasificare se adaugă şi unele observaţii şi evaluări cantitative a unor procese fizice care se diferenţiază geografic (poziţia geografică, fluxul radiativ solar, evapotranspiraţia, procesele macro-sinoptice, barajul orografic etc.), care completează şi îmbunătăţesc sensibil clasificările respective.

Încă din antichitate, vechii greci au împărţit Pământul într-un sistem de zone climatice (calde, temperate şi reci), apelând la relaţia stabilită între latitudine (prin unghiul de înclinare a suprafeţei terestre) şi cantitatea de flux radiativ primit de la Soare.

Cele mai importante clasificări genetice, valabile şi folosite în multe lucrări de specialitate şi astăzi, sunt ale climatologului rus B.P. Alisov (1936-1949, îmbunătăţită ulterior) şi a climatologului american H. J. Critchfield (1974), care au ţinut cont de importanţa circulaţiei tipurilor geografice de mase de aer în realizarea schimburilor de căldură şi umiditate pe suprafaţa globului.

Clasificarea complexă a climatelor ar trebui să ia în considerare întreaga gamă a interrelaţiilor ce se stabilesc în cadrul fenomenului geografic al climatului, ţinându-se cont de factorii genetici ai climei, inclusiv interacţiunea ocean-atmosferă, care în opinia cercetătorilor actuali (Leroux, 1996) are o importanţă majoră în realizarea climei unei anumite regiuni şi în formarea caracteristicilor elementelor climatice generate de aceşti factori, precum şi de efectele lor asupra mediului geografic.

5.2. **Principalele clasificări climatice**

În acest subcapitol sunt descrise clasificările climatice cele mai importante, elaborate de diferiţi autori, în diferite perioade de timp, multe dintre ele fiind utilizate şi astăzi, demonstrându-se astfel valabilitatea criteriilor folosite de-a lungul anilor de cercetare.

5.2.1. *Clasificarea climatică a lui Emmanuel De Martonne*

Este, mai degrabă, o clasificare empirică, dacă ne referim la criteriul termo-pluviometric de bază folosit, dar şi genetică în parte, deoarece autorul a considerat rolul circulației musonice ca fiind foarte important în formarea unui tip de climat aparte pe suprafața globului. Este, în acelaşi timp, şi clasificarea cu cel mai pronunțat caracter geografic, deoarece fiecare tip fundamental şi varietățile de climă au primit numele regiunii geografice în care s-au manifestat cel mai pregnant. Autorul a împărțit climatele globului în două mari grupe: *intertropicale* (criteriul primordial fiind precipitațiile) şi *extratropicale* (criteriul principal fiind temperatura), cele două zone cu presiune ridicată din regiunile subtropicale (30º-35º N şi S) şi izoterma de 20ºC, reprezentând limita dintre ele. Este de remarcat faptul că autorul a îmbunătățit clasificarea (1926) prin introducerea gradului de umezire sau de ariditate a climatului, reprezentat prin *indicele de ariditate* (i), care exprimă raportul dintre cantitatea medie anuală a precipitațiilor (P) şi temperatura medie anuală (t), după formula:

$$i = \frac{P}{t + 10}$$

Acest indice de ariditate a avut, şi are şi în prezent, o importanță climatologică deosebită în stabilirea regimului de umiditate real, ulterior (1941), autorul îmbunătățind formula, astfel că indicele reprezenta media celui anual şi a lunii celei mai secetoase.

Clasificarea este deosebit de originală prin separarea grupelor de climate musonice, subtropicale sau mediteraneene, a celor de tranziție şi a variantelor oceanice şi continentale. Cu toate acestea, ea nu este folosită în prezent, datorită neclarificării limitelor dintre tipurile fundamentale de climat, restrângerii ariei de aplicabilitate practică şi a denumirilor, care, cu toate că sunt caracteristice, nu pot totuşi suplini o anumită precizie necesară unei astfel de clasificări.

Schema clasificării este alcătuită din 6 grupe mari de climat, 17 tipuri fundamentale şi tot atâtea variante climatice (fig. 55), mai multe decât în clasificarea lui Köppen. Astfel, se desprind următoarele:

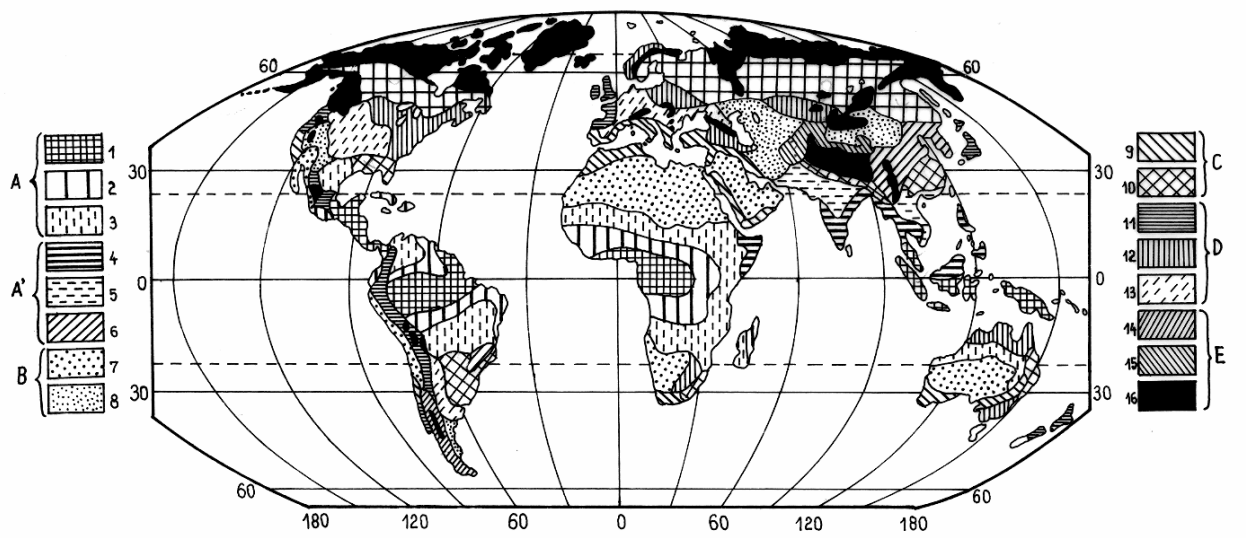

Fig. 55. *Climatele lumii*, după Emm. De Martonne: A-climate calde: 1-climatul ecuatorial sau guineean, 2-climatul subecuatorial sau sudanian, 3-climatul tropical sau senegalian; A'-climate musonice: 4-climatul musonic sau bengalian, 5-climatul musonic hindus-central, 6-climatul continental cu influențe musonice sau manciurian; B-Climate deşertice: 7-climatul deşertic cald sau saharian, 8-climatul deşertic rece sau aralian; C-climate subtropicale: 9-climatul mediteranean, 10-climatul chinezesc; D-climate temperate: 11-climatul temperat oceanic sau breton, 12-climatul temperat continental sau polonez, 13-climatul temperat de tranziție; E-climate reci: 14-climatul rece oceanic sau norvegian, 15-climatul rece continental sau siberian, 16-climatul polar

A. Grupa climatelor calde cuprinde:
1. *Climatul ecuatorial sau guineean*
a. oceanic
b. columbian (de altitudine)
c.cambodgian (musonic)
2. *Climatul subecuatorial sau sudanez*
3. *Climatul tropical sau senegalez*
a. hawaian
b. mexican (de altitudine)

A'. Grupa climatelor musonice
4. *Climatul musonic bengalez*
a. annamian
5. *Climatul musonic hindus-central*
a. pendjabian
6. *Climatul continental cu influențe musonice sau manciurian*
a. japonez

B. Grupa climatelor deşertice
7. *Climatul deşertic cald sau saharian*
a. peruvian (oceanic)
8. *Climatul deşertic rece sau aralian*
a. patagonian (oceanic)
b. tibetan (de altitudine)

C. Grupa climatelor subtropicale
9. *Climatul mediteranean*
a. portughez (oceanic)
b. elen (continental)
c. sirian (stepic)
10. *Climatul chinezesc (musonic)*

D. Grupa climatelor temperate
11. *Climatul temperat oceanic sau breton*
12. *Climatul temperat de tranziție*
a. parizian
b. danubian
13. *Climatul temperat continental sau polonez*
a. ucrainean

E. Grupa climatelor reci
14. *Climatul rece oceanic sau norvegian*
15. *Climatul rece continental sau siberian*
16. *Climatul polar*
17. *Climatul alpin*

5.2.2. ***Clasificarea climatică a lui W. G. Köppen***

Prima formă a acestei clasificări a apărut în anul 1900, folosind criteriul termo-pluviometric, la fel ca şi în cea a lui Emmanuel De Martonne. Ulterior, după mai multe modificări şi îmbunătăţiri, adăugând unele valori critice şi interrelaţiile dintre cei doi parametri de bază, ca şi efectele lor în repartiţia vegetaţiei, autorul a elaborat forma definitivă (1936), care este valabilă şi în prezent şi la care R. Geiger a făcut completări (1954,1961). Cuprinde 5 clase mari de climate:

A. Climate tropicale ploioase
B. Climate uscate
C. Climate temperate calde şi ploioase
D. Climate boreale
E. Climate ale zăpezilor

În cadrul acestor cinci mari categorii de climate au fost individualizate 11 tipuri şi 18 subtipuri, notate cu simboluri alcătuite din grupări de litere, care reprezintă formule climatice, în care sunt relaţionaţi diferiţi parametri climatici. În aceste formule, litera a doua indică regimul precipitaţiilor, a treia, regimul temperaturii, iar a patra, caracteristici deosebite ale climatului.

Sistemul de clasificare a lui Köppen[27] (1900 – prima clasificare, iar cea definitivă, în 1936) a fost ulterior îmbunătăţit şi completat de către alţi climatologi (R. Geiger, 1954,1961) şi numără 25 de tipuri climatice (tabelul 16, fig. 56). Tipurile climatice principale (încadrate tot în cele cinci categorii de climate iniţiale) sunt definite după sumele medii anuale de precipitaţii şi valorile medii anuale ale temperaturii aerului. Cu toate dezavantajele (aplicabilitate redusă când este folosită în regionări climatice ale unor zone mai puţin extinse, caracterul empiric al stabilirii gradului de umezire sau uscăciune al diferitelor climate, zonalitatea geografică a climatelor slab evidenţiată, mai ales la cele din grupele B şi C), clasificarea este folosită şi astăzi, îndeosebi de geobotanişti şi pedologi.

[27] Pentru cei ce doresc mai multe informaţii despre această clasificare climatică, dar şi pentru altele, recomandăm lucrarea *Meteorologie şi Climatologie,* a prof. univ. dr. Sterie Ciulache (1988, 2002), Univ. Bucureşti.

Tabelul 16. *Tipurile climatice din clasificarea Köppen*

Sim-bol	Tipul de climat şi caracteristici principale
Af	Climat de pădure tropicală umedă. Foarte cald; ploios în toate anotimpurile
Am	Climat tropical musonic. Foarte cald; anotimp cu precipitații excesive
Aw	Climat tropical de savană. Foarte cald; anotimp uscat (de regulă vara)
BSh	Climat tropical de stepă. Semiarid; foarte cald
BSk	Climat temperat de stepă. Semiarid; răcoros sau rece
BWh	Climat tropical deşertic. Arid; foarte cald
BWk	Climat temperat deşertic. Arid; răcoros sau rece
Cfa	Climat subtropical umed. Iarnă blândă; umed tot anul; vară lungă şi foarte caldă
Cfb	Climat marin. Iarnă blândă. Umed tot anul; vară caldă
Cfc	Climat marin. Iarnă blândă. Umed tot anul; vară scurtă şi răcoroasă
Csa	Climat mediteranea interior. Iarnă blândă; vară uscată şi foarte caldă
Csb	Climat mediteranea litoral. Iarnă blândă; vară uscată şi caldă
Cwa	Climat subtropical musonic. Iarnă blândă şi usactă; vară foarte caldă
Cwb	Climat tropical de altitudine. Iarnă blândă şi uscată; vară scurtă şi caldă
Dfa	Climat continental umed. Iarnă aspră; umed tot anul; vară lungă şi foarte caldă
Dfb	Climat continental umed. Iarnă aspră; umed tot anul; vară scurtă şi caldă
Dfc	Climat subarctic. Iarnă aspră; umed tot anul; vară scurtă şi răcoroasă
Dfd	Climat subarctic. Iarnă extrem de rece; umed tot anul; vară scurtă
Dwa	Climat continental umed. Iarnă aspră şi uscată; vară lungă şi foarte caldă
Dwb	Climat continental umed. Iarnă aspră şi uscată; vară caldă
Dwc	Climat subarctic. Iarnă aspră şi uscată; vară scurtă şi răcoroasă
Dwd	Climat subarctic. Iarnă extrem de rece şi uscată; vară scurtă şi răcoroasă
ET	Climat de tundră. Vară foarte scurtă
EF	Climat cu gheață şi zăpadă permanentă
H	Climat nediferențiat de altitudine

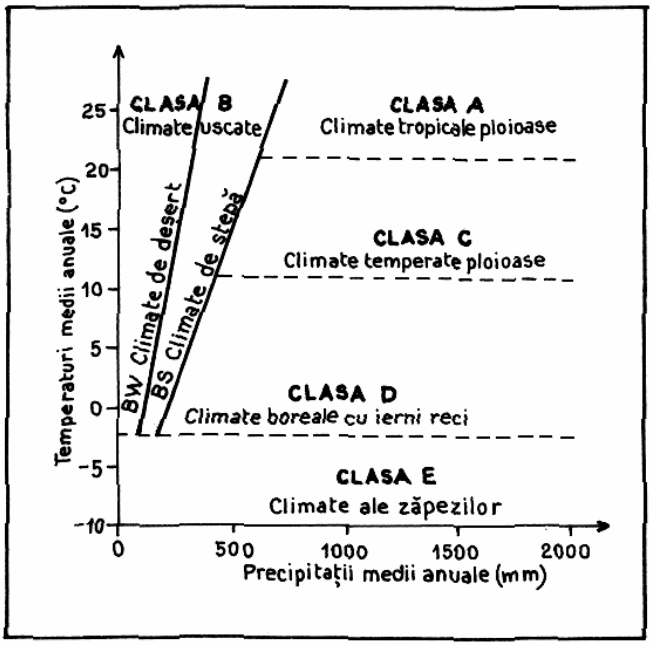

Fig. 56. *Diagrama clasificării climatelor lumii după W. Köppen*

5.2.3. ***Clasificarea climatică a lui C. W. Thornthwaite***

Datează din anul 1931, când autorul a publicat şi harta climatică a Americii de Nord, în anul 1933, elaborând o hartă climatică a întregului glob. A folosit, drept criterii de bază, indicii de eficacitate a precipitațiilor şi temperaturii (raportarea celor două elemente la evaporare P/E şi respectiv T/E). În funcție de valoarile indicelui anual de eficacitate a precipitațiilor pentru diverse asociații vegetale, a împărțit suprafața globului în 5 provincii mari de umiditate:

1. *supraumedă* (pădure tropicală umedă)
2. *umedă* (pădure)
3. *subumedă* (savană)
4. *semiaridă* (stepă)
5. *aridă* (deşert)

După eficacitatea temperaturii aerului, a distins 6 tipuri termice:

1. *megatermal*
2. *mezotermal*
3. *microtermal*
4. *taiga*
5. *tundra*
6. *îngheț*

Ca urmare a combinării celor două criterii şi ținând cont de distribuția sezonieră a precipitațiilor atmosferice, autorul a delimitat pe glob 32 de tipuri climatice.

Thornthwaite este primul climatolog care realizează că evapotranspirația potențială ETP (cantitatea maximă de apă pierdută în atmosferă prin evaporație la nivelul solului şi prin transpirația plantelor, în anumite condiții de temperatură şi aprovizionare cu apă a vegetației) trebuie considerată un factor climatic esențial, care poate sintetiza într-un singur indice atât eficacitatea precipitațiilor, cât şi a temperaturii. În aceste condiții, el consideră climatul drept un bilanț între căldura şi umezeala primite şi cedate de suprafața terestră (inclusiv biosfera). În această teorie, revizuită în anul 1955, autorul atribuie evapotranspirației potențiale şi precipitațiilor, rolul determinant în stabilirea celor 4 criterii climatice: umezeala sezonieră corespunzătoare, eficiența termică, distribuția anotimpuală a umezelii, concentrarea eficienței termice vara (procentul din ETP pe cele trei luni). Fiecărui criteriu i se dă o valoare index şi limite cantitative, surplusul (S) şi deficitul lunar (D) de umezeală stabilindu-se prin diferența dintre cantitățile medii lunare de precipitații (P) şi valorile medii lunare ale evapotranspirației potențiale, fiecărei valori a umezelii lunare corespunzându-i un indice, conform formulei:

$$I = 100\frac{(S - D)}{ETP}$$

În regiunile cu climă umedă, excesul de apă poate da informații asupra indicelui de umezeală, iar în cele de climă uscată, deficitul de apă oferă date asupra indicelui de ariditate.

Această clasificare are o mare aplicabilitate practică, deoarece valoarea evapotranspirației potențiale reprezintă un indicator al gradului de disponibilitate şi, deci, de utilizare a apei într-o anumită regiune geografică, fiind folosită în agroclimatologie, bioclimatologie forestieră, biogeografie etc.

5.2.4. ***Clasificarea climatică a lui L.S. Berg***

Foloseşte acelaşi criteriu termo-pluviometric ca şi Köppen şi De Martonne, dar are un caracter fizico-geografic mult mai pronunţat, deoarece se pune un accent deosebit pe interdependenţa componentelor peisajului natural (relief, climă, hidrografie, vegetaţie, soluri), sub influenţa tot mai accentuată a factorului uman, delimitându-se clar zonalitatea orizontală şi cea verticală a climatelor (fig. 57). Astfel, Berg a precizat că munţii înalţi din clima caldă au trăsături climatice specifice zonei tropicale, cu toată scăderea altitudinală a temperaturii aerului, care ar părea că i-ar încadra în categoria climatelor temperate.

Autorul s-a concentrat în mod deosebit pe analiza caracteristicilor climatice ale regiunilor joase din emisfera nordică, distingând 12 zone climatice, denumite în funcţie de peisajul specific:

1. *Zona înghețului permanent*
2. *Zona tundrei*
3. *Zona taigalei* (pădurea din zona temperată cu iarnă rece)
4. *Zona pădurii de foioase* (zona temperată cu ierni blânde)
5. *Zona climatului musonic de la latitudini medii*
6. *Zona stepei*
7. *Zona climatului mediteranean*
8. *Zona pădurii subtropicale*
9. *Zona deşerturilor extratropicale, cu ierni reci*
10. *Zona deşerturilor tropicale cu ierni calde*
11. *Zona savanelor* (silvostepa tropicală)
12. *Zona pădurii tropicale umede*

5.2.5. ***Clasificarea climatică a lui B.P. Alisov***

Este o clasificare genetică, având drept criteriu fundamental macroprocesele sinoptice care generează aspectul vremii şi al climei, un rol deosebit de important revenind maselor de aer dominante, pe anumite sezoane şi în anumite zone geografice. Autorul a distins următoarele zone climatice, în funcţie de circulaţia aerului: *zona aerului ecuatorial, zona aerului tropical, zona aerului polar* (temperat), *zona aerului arctic* (antarctic). Aceste zone sunt separate de fronturi atmosferice principale, ca: *frontul tropical, frontul polar* (temperat), *frontul arctic* (antarctic) (fig.58).

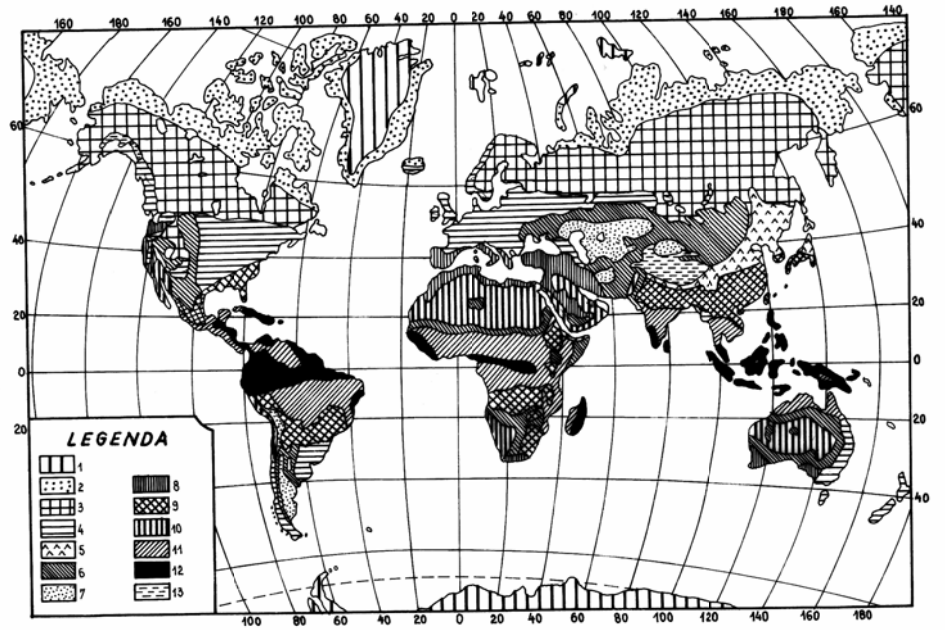

Fig. 57. *Climatele lumii*, după L.S. Berg: 1-climatul îngheţului permanent; 2-climatul tundrei; 3-climatul pădurilor de conifere (taiga); 4-climatului pădurilor de foioase; 5-climatul musonic din zonele temperate; 6-climatul stepei; 7-climatul deşerturilor intracontinentale din zonele temperate; 8-climatul mediteranean; 9-climatul pădurilor subtropicale; 10-climatul deşerturilor subtropicale; 11-climatul savanei; 12-climatul pădurilor tropicale umede; 13-climatul altitudinilor mari.

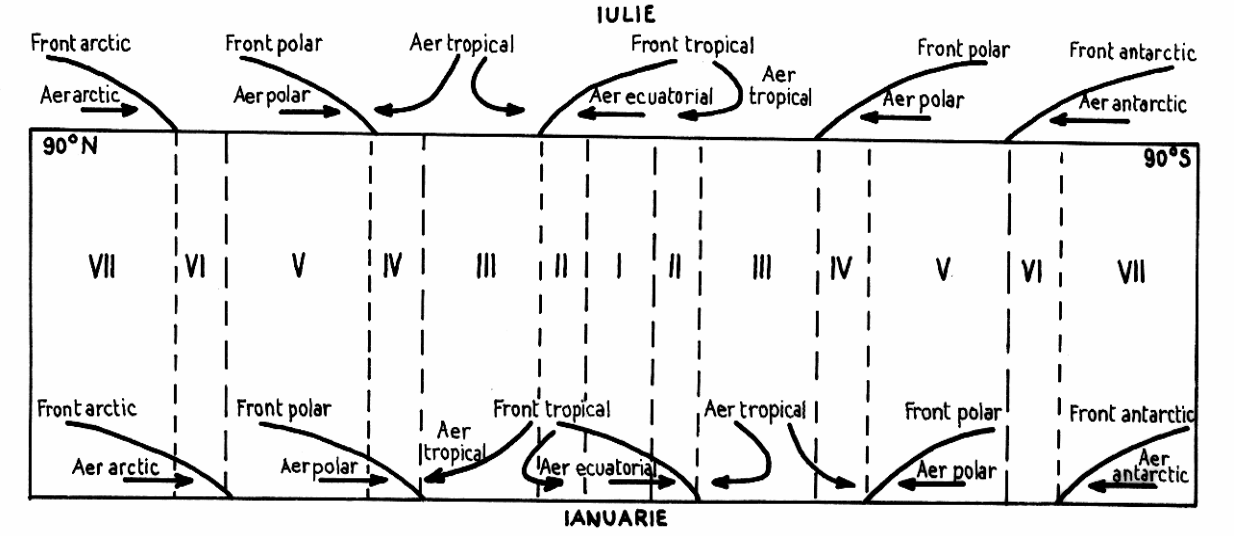

Fig. 58. *Schema idealizată a zonelor climatice*, după B.P. Alisov
Sursa: Ciulache, 2002

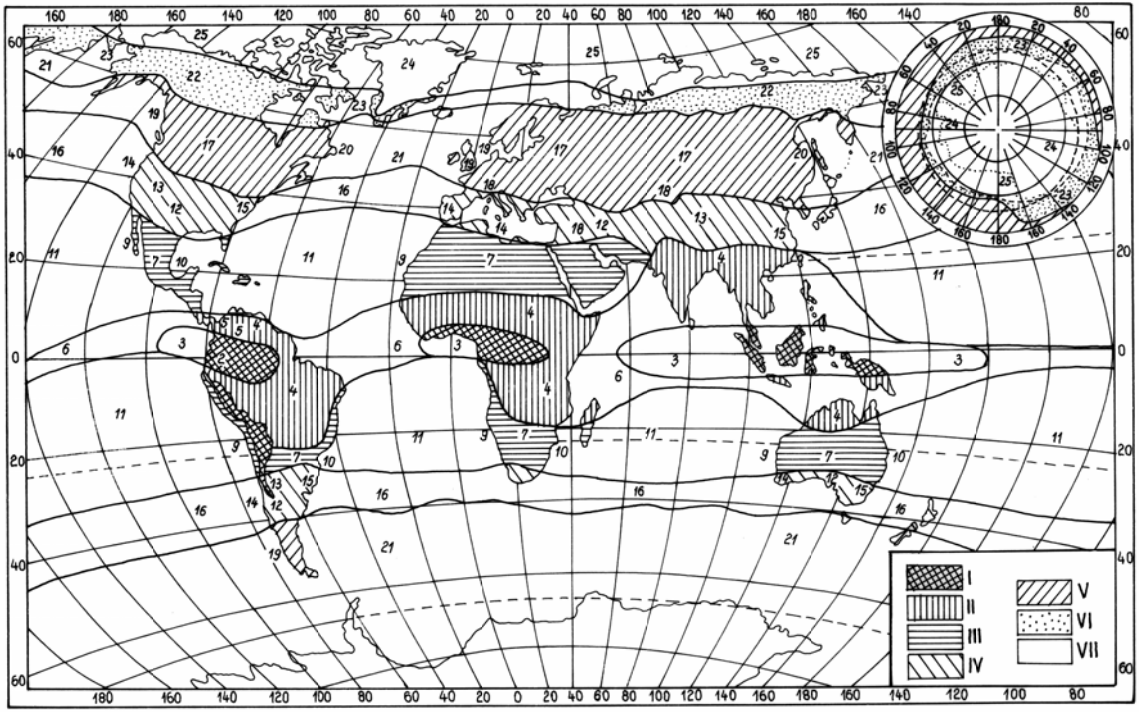

Fig. 59. *Climatele lumii* după B.P. Alisov

***I. Zona ecuatorială**. Tipuri: 1-continental, 2-al munţilor înalţi, 3-oceanic; **II. Zonele subecuatoriale**. Tipuri: 4-continental, 5-al munţilor înalţi, 6-oceanic; **III. Zonele tropicale**. Tipuri: 7-continental, 8-al munţilor înalţi, 9-al ţărmurilor apusene ale continentelor, 10-al ţărmurilor şi insulelor răsăritene ale continentelor, 11-oceanic; **IV. Zonele subtropicale**. Tipuri: 12-continental, 13-al munţilor înalţi, 14-al ţărmurilor şi părţilor apusene ale continentelor, 15-al ţărmurilor răsăritene ale continentelor, 16-oceanic; **V. Zonele temperate**. Tipuri: 17-continental (emisfera nordică), 18-al munţilor înalţi, 19-al ţărmurilor apusene ale continentelor, 20-al ţărmurilor răsăritene ale continentelor, 21-oceanic; **VI. Zonele subcarpatică şi subantarctică**. Tipuri: 22-continental (emisfera nordică), 23-oceanic; **VII. Zonele arctică şi antarctică**. Tipuri: 24-continental ; 25-oceanic.*

Mişcarea meridianală sezonieră a acestor fronturi determină apariţia unor alte zone intermediare: *zona subecuatorială, zona subtropicală, zona subarctică* (subantarctică). În fiecare zonă climatică de bază sunt delimitate variante climatice, *oceanice* şi *continentale*, iar în cele intermediare sunt deosebite variante ale *ţărmurilor vestice* şi *estice*. În consecinţă, această clasificare climatică cuprinde 7 zone mari de climă şi 22 tipuri climatice regionale (fig. 59), autorul separând în cadrul fiecărei zone mari de climă (cu excepţia celor arctice şi antarctice) o variantă a climatului de altitudine.

I. Zona climatelor ecuatoriale
   1. *Climatul ecuatorial continental. Peisaj: pădurea ecuatorială umedă*
   2. *Climatul ecuatorial oceanic*

II. Zona climatelor subecuatoriale
   1. *Climatul subecuatorial musonic continental. Peisaj: savana*
   2. *Climatul subecuatorial musonic oceanic*
   3. *Climatul ţărmurilor vestice ale continentelor de la latitudini ecuatoriale. Peisaj: savana*
   4. *Climatul ţărmurilor estice ale continentelor de la latitudini subecuatoriale. Peisaj: pădurea ecuatorială umedă*

III. Zona climatelor tropicale
   1. *Climatul tropical continental. Peisaj: deşertul tropical*
   2. *Climatul tropical oceanic*
   3. *Climatul tropical al ţărmurilor vestice ale continentelor. Peisaj: deşertul umed*
   4. *Climatul tropical al ţărmurilor estice ale continentelor. Peisaj: păduri tropicale*

IV. Zona climatelor subtropicale
   1. *Climatul subtropical continental. Peisaj: deşerturi şi stepe subtropicale*
   2. *Climatul subtropical oceanic*
   3. *Climatul subtropical al ţărmurilor vestice ale continentelor. Peisaj: mediteranean maritim*
   4. *Climatul subtropical musonic al ţărmurilor estice ale continentelor. Peisaj: păduri subtropicale*

V. Zona climatelor temperate
   1. *Climatul temperat continental. Peisaj: păduri de foioase, stepe, semideşerturi*
   2. *Climatul temperat oceanic*
   3. *Climatul temperat al ţărmurilor vestice ale continentelor. Peisaj: păduri de foioase*

4. *Climatul temperat musonic al ţărmurilor estice ale continentelor. Peisaj: păduri şi stepe*

VI. Zona climatelor subarctice

1. *Climatul subarctic continental. Peisaj: taiga şi silvotundra*
2. *Climatul subarctic şi subantarctic oceanic*

VII. Zona climatelor arctice şi antarctice

1. *Climatul arctic şi antarctic continental. Peisaj: tundra şi gheaţa*
2. *Climatul arctic şi antarctic oceanic*

Clasificarea lui Alisov, îndeosebi ultima variantă (1974), permite integrarea tipurilor de climă în complexul mediului geografic, individualizarea şi localizarea fiecărui tip de climat şi, în acelaşi timp, regionarea climatică pentru orice suprafaţă geografică, indiferent de mărimea ei.

5.2.6. ***Clasificarea climatică a lui H.J. Critchfield***

Este o clasificare geografică a climei şi a avut ca obiectiv principal stabilirea principalelor tipuri şi regiuni climatice ale suprafeţei terestre, cu mare aplicabilitate practică (adaptarea vieţii omeneşti şi modul de utilizare a suprafeţelor de uscat). Criteriul de bază folosit a fost cel genetic, reprezentat prin tipurile de mase de aer, permanente sau sezoniere, a căror influenţă este vizibilă în distribuţia elementelor climatice. S-au diferenţiat 4 tipuri principale de climat cu 15 variante (fig. 60).

I. Climate dominate de mase de aer ecuatorial şi tropical

1. Climatul tropical umed
2. Climatul tropical musonic
3. Climatul tropical umed şi uscat
4. Climatul tropical arid
5. Climatul tropical semiarid

III. Climate dominate de mase de aer tropical şi polar (temperat)

6. Climatul subtropical cu vară uscată
7. Climatul subtropical umed
8. Climatul marin
9. Climatul arid al latitudinilor medii
10. Climatul semiarid al latitudinilor medii
11. Climatul temperat continental cu veri calde
12. *Climatul temperat continental cu veri reci*

III. Climate dominate de mase de aer polar (temperat) şi arctic (antarctic)

13. Climatul de taiga
14. Climatul de tundră
15. Climatul polar

IV. Climate în care altitudinea este dominantă

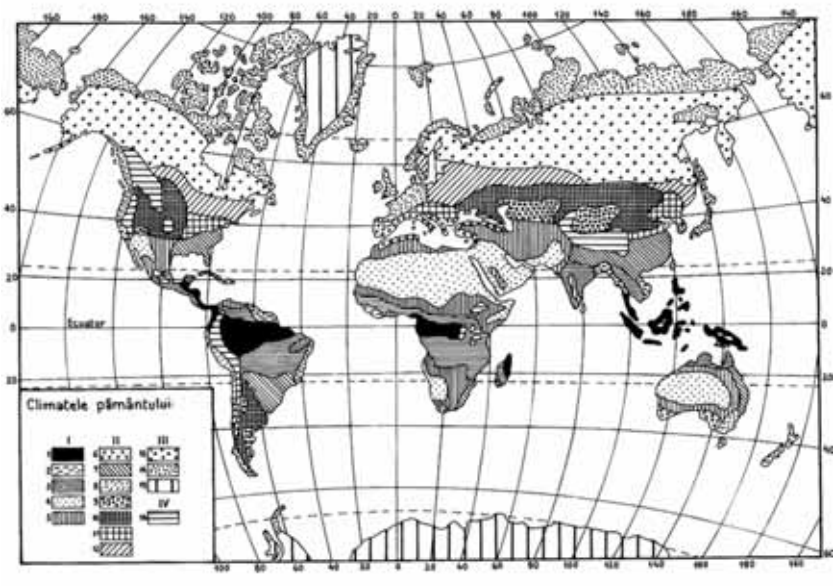

Fig. 60. *Climatele lumii*, după H.J. Critchfield: ***I-Climate dominate de mase de aer ecuatorial şi tropical***: *1-climatul tropical umed, 2-climatul tropical musonic, 3-climatul tropical umed şi uscat, 4-climatul tropical aeid, 5-climatul tropical semiarid****; II-Climate dominate de mase de aer tropical şi polar****: 6-climatul subtropical cu veri uscate, 7-climatul subtropical umed, 8-climatul marin, 9-climatul temperat arid, 10-climatul temperat semiarid, 11-climatul continental umed cu veri calde, 12-climatul continental umed cu veri reci****; III-Climate dominate de mase de aer polar şi arctic****: 13-climatul taigalei, 14-climatul tundrei, 15-climatul polar;* ***IV-Climate în care altitudinea este factorul dominant****: 16-climatul munţilor înalţi.*

5.2.7. ***Clasificarea climatică a lui S. Ciulache***

Autorul, profesor la Universitatea din Bucureşti, a fost preocupat de problema clasificării climatelor Pământului, şi a realizat în anul 1982, după o profundă analiză a tuturor clasificărilor efectuate anterior, o hartă climatică a lumii, scara 1:22 000 000, în care combină şi sintetizează clasificările climatice genetice şi aplicate cu tenta geografică cea mai evidentă. Această abordare apare şi în lucrările apărute ulterior (ne referim la cursurile universitare din 1985, 1988, 2002 şi la lucrarea *Climatele Pământului* din 1985), în care suprafaţa terestră este împărţită în 5 zone mari de climă cu 17 tipuri climatice (fig. 61), mult mai apropiate de realitate şi, în acelaşi timp, accesibile studenţilor, şi nu numai, fiecare tip climatic fiind ilustrat prin diagrame ale regimului anual al temperaturii aerului şi precipitaţiilor la staţii reprezentative.

Clasificarea cuprinde următoarele zone şi subzone climatice:

I. Zona climatelor calde
   1. *Climatul intertropical permanent umed*
   2. *Climatul intertropical musonic*
   3. *Climatul intertropical alternant*
   4. *Climatele tropicale semiarid şi arid*
   5. *Climatele subtropicale arid şi semiarid*
   6. *Climatul subtropical cu veri uscate (mediteranean)*
   7. *Climatul subtropical umed*
   8. *Climatul munţilor înalţi din zona caldă*

II. Zonele climatelor temperate
   9. *Climatul temperat oceanic*
   10. *Climatul temperat de tranziţie*
   11. *Climatul temperat continental*
   12. *Climatul temperat musonic*
   13. *Climatele temperate semiarid şi arid*
   14. *Climatul munţilor înalţi din zona temperată*

III. Zonele climatelor reci
   15. *Climatul subpolar oceanic (marin)*
   16. *Climatul subpolar continental*
   17. *Climatul polar şi polar excesiv*

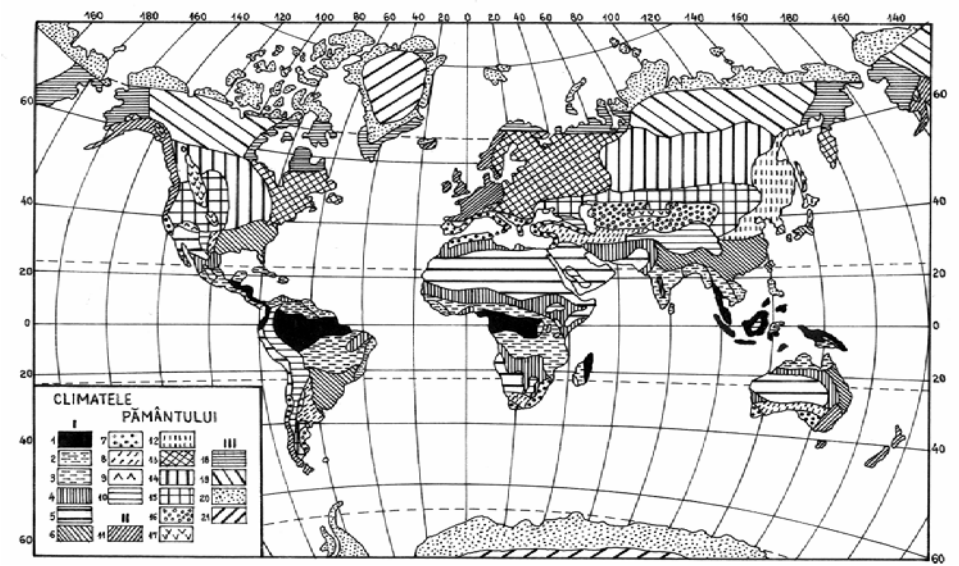

Fig. 61. *Climatele lumii*, după S. Ciulache: ***I. Zona caldă****: 1-climatul intertropical permanent umed, 2-climatul intertropical musonic, 3-climatul intertropical alternant, 4-climatul tropical arid, 5-climatul tropical semiarid, 6-climatul subtropical cu veri uscate, 7-climatul subtropical umed, 8-climatul subtropical semiarid, 9- climatul subtropical arid, 10-climatul munților înalți din zona caldă;* ***II. Zonele temperate****: 11-climatul temperat oceanic, 12-climatul temperat de tranziție; 13-climat temperat continental; 14-climatul temperat musonic; 15-climatul temperat semiarid; 16-climatul temperat arid; 17-climatul munților înalți din zonele temperate;* ***III. Zonele reci:*** *18-climatul subpolar oceanic; 19-climatul subpolar continental; 20-climatul polar; 21-climatul polar excesiv.*

6. CARACTERISTICILE ZONELOR DE CLIMĂ ŞI ALE TIPURILOR GEOGRAFICE DE CLIMAT ALE GLOBULUI

Pe suprafaţa Terrei există cinci zone mari de climă, ca rezultat al încălzirii diferite în funcţie de unghiul de incidenţă al razelor solare, ce corespund marilor zone termice, şi anume: zona caldă, două zone temperate şi două zone reci. În cadrul acestor mari zone apar mai multe tipuri geografice de climate, determinate mai mult de factorii fizico-geografici locali.

6.1. **Zona de climă caldă**

Teritorial, este cea mai extinsă zonă şi cuprinde regiunile situate de o parte şi de alta a ecuatorului geografic (0º), până la aproximativ 40° latitudine nordică şi sudică. Aceste limite pot suferi abateri, datorită deplasării ecuatorului meteorologic (din viziunea lui Leroux) şi datorită influenţelor determinate de prezenţa uscatului (îndeosebi în emisfera nordică), de circulaţia generală a aerului troposferic, de prezenţa curenţilor oceanici reci sau calzi la marginile răsăritene sau apusene ale continentelor etc. Această zonă este împărţită de Ciulache (2002) în mai multe tipuri de climat: *intertropical permanent umed, intertropical musonic, intertropical alternant, tropical semiarid, tropical arid, subtropical arid, subtropical semiarid, subtropical cu veri uscate, subtropical umed şi climatul munţilor înalţi din zona caldă.*

6.1.1. ***Climatul intertropical permanent umed***

Corespunde climatului ecuatorial şi tropical umed din diferite clasificări climatice şi este prezent în ţinuturile cu altitudini joase de pe ecuator şi din vecinătatea acestuia. Este specific bazinului Amazonului şi regiunii Salvador (America de Sud), ţărmurilor Americii Centrale, bazinului central al fluviului Congo (Africa), Indoneziei, Noii Guinee, Filipinelor (arhipelaguri în Oceanul Pacific) şi ţărmurilor estice ale Insulei Madagascar (Oceanul Indian în sud-estul Africii).

Caracteristicile principale ale acestui tip de climat sunt: absența anotimpurilor, temperaturi constant ridicate şi precipitații abundente distribuite uniform în cursul anului. Radiația solară şi cea atmosferică sunt puternice tot anul, regimul anual al temperaturii prezintă amplitudini mici, inferioare celui diurn. Mediile lunare multianuale oscilează între 25°C (în lunile cele mai reci) şi 28°C (în lunile cele mai calde). Evaporația puternică determină umezirea accentuată a aerului şi reducerea temperaturii diurne, care nu depăşeşte 35º-37°C ziua şi nu scade sub 20°C noaptea. Amplitudinile termice anuale sunt reduse (aproximativ 3ºC), iar amplitudinile zilnice le depăşesc mult pe cele anuale, atingând valori cuprinse între 12ºC şi 15ºC. Cantitățile medii anuale de precipitații sunt cuprinse între 1.000 şi 3.000 mm. Instabilitatea puternică a aerului determină mişcări puternice convective, formarea norilor de tip Cumulus şi Cumulonimbus cu precipitații sub formă de averse, însoțite frecvent de furtuni şi fenomene orajoase, mai ales după-amiaza. În regiunile litorale şi în insulele de la periferia tropicelor sunt foarte frecvente furtunile tropicale determinate de ciclonii tropicali, care nu depăşesc însă zona calmelor ecuatoriale. Regimul anual al precipitațiilor atmosferice este aproape invariabil, observându-se, totuşi, o intensificare a acestora la cele două echinocții, datorită egalizării distribuției presiunii atmosferice de o parte şi de alta a ecuatorului, alizeele neperturbând convecția termică puternică. Vânturile alizee transportă aerul tropical care se umezeşte şi se transformă în aer ecuatorial, fenomenul fiind prezent cu aceeaşi intensitate pe continente, dar şi pe oceane, astfel că nu există diferențieri climatice între cele două medii. Umiditatea ridicată tot timpul anului şi temperatura constantă determină formarea unei vegetații luxuriante, semperviriscente, cu păduri tropicale umede etajate, cu palmieri înalți şi liane (hileea în Africa şi selvas în America de Sud).

6.1.2. ***Climatul intertropical musonic***

Este specific regiunilor de litoral sau apropiate de litoralul oceanelor şi mărilor, unde se formează o circulație sezonieră a aerului umed de pe ocean şi uscat de pe continent. Principalele regiuni geografice cu astfel de climat sunt: țărmurile vestice ale Indiei şi Birmaniei, țărmurile estice ale Vietnamului, nordul Filipinelor, vestul coastei guineeze din

Africa, ţărmurile nord-estice ale Americii de Sud şi coastele nordice ale Insulelor Haiti şi Porto Rico.

Diferenţa faţă de tipul de climat anterior constă în prezenţa unui anotimp secetos distinct. Temperaturile medii lunare multianuale sunt mai reduse (20°C), maximum termic fiind în lunile aprilie-mai, înainte de apariţia musonului de vară, când şi nebulozitatea este cea mai redusă. Amplitudinile termice anuale sunt slabe, iar cele diurne sunt uşor mai mari, comparativ cu climatul intertropical umed, în special în lunile secetoase. În timpul iernii, este posibilă pătrunderea ciclonilor de la latitudinile superioare, care determină o scădere temporară a temperaturii aerului.

Precipitaţiile medii anuale sunt de circa 1.500 mm, iar în regim anual se manifestă un maximum în vară (sezonul ploios seamănând cu cel din climatul intertropical umed) şi un minimum iarna, în timpul musonului de uscat, care se suprapune alizeului de nord-est şi, respectiv, sud-est, în cele două emisfere, care transportă mase de aer tropical uscat, ce determină apariţia anotimpului secetos. Acolo unde musonul de vară, umed, bate perpendicular pe ţărmurile cu munţi înalţi se produc precipitaţii în cantităţi excepţionale.

Vegetaţia caracteristică este asemănătoare cu cea din climatul intertropical permanent umed, predominând păduri umede, deoarece, în timpul anotimului secetos, umezeala aerului rămâne destul de ridicată pentru a atenua fenomenul de secetă determinat de musonul de iarnă.

6.1.3. ***Climatul intertropical alternant***

Este un climat de tranziţie de la climatele intertropical umed şi musonic la climatele tropical semiarid şi arid. Caracteristica principală a acestui tip de climat este alternarea anotimului umed cu cel uscat, contrastele hidrice fiind deosebit de mari. Anotimpul uscat are o perioadă de patru luni şi corespunde iernii emisferei în care se află regiunea respectivă. Este specific în: vestul Americii Centrale, nord-vestul Americii de Sud, în Brazilia, Bolivia şi Paraguay, în Africa central-sudică şi de est, vestul Insulei Madagascar, unele teritorii din India, sud-estul Asiei şi nordul Australiei.

Temperaturile medii lunare oscilează între 20º-25°C, luna cea mai caldă fiind mai sau iunie. Poate apărea şi un al doilea maximum termic, imediat după sfârşitul anotimpului ploios. Insolaţia puternică determină

temperaturi ridicate în tot timpul anului. Pe platourile înalte din America de Sud şi estul Africii valorile termice scad altitudinal. Amplitudinea termică anuală creşte (7º-8°C), comparativ cu tipurile de climat anterioare. În anotimul uscat temperatura este de 25º-30°C, ziua şi sub 15°C, noaptea, amplitudinea termică diurnă crescând la 10º-15ºC. Asocierea temperaturilor ridicate cu umezeala mare şi precipitaţiile abundente creează în sezonul ploios condiţii asemănătoare celor din climatele intertropicale umed şi musonic. În jurul regiunilor litorale şi în cele înalte, formarea brizelor ameliorează climatul.

Din punct de vedere pluviometric, există contraste puternice, mai multe luni consecutive sau chiar câţiva ani pot fi secetoşi (vara), urmaţi de perioade cu ploi abundente, care în luna cea mai umedă pot însuma 250 mm. Cantităţile medii multianuale de precipitaţii sunt de 1.000-1.500 mm. Precipitaţiile sunt însoţite frecvent de furtuni şi fenomene orajoase (tunete, fulgere, trăznete). Climatul intertropical alternant se deosebeşte de cel musonic prin lungimea mai mare a perioadei secetoase, ale cărei efecte se resimt şi asupra vegetaţiei spontane şi cultivate, la periferia dinspre tropice făcându-se treptat trecerea spre climatul tropical semiarid. În schimb, limita dinspre ecuator este foarte greu de delimitat. Ca asociaţii vegetale, specifice sunt savanele umede (către ecuator) şi cele uscate, stepele şi semideşerturile (la periferiile dinspre tropice).

6.1.4. ***Climatele tropicale semiarid şi arid***

Aceste două tipuri de climate corespund regiunilor cu cele mai întinse deşerturi de pe glob. Au trăsături caracteristice comune, tipul semiarid făcând tranziţia către climatele mai umede. Aspectul dominant al acestor tipuri de climat este dat de insuficienţa sau lipsa aproape totală a precipitaţiilor.

Geografic, sunt centrate între aproximativ 20º-25° latitudine nordică şi sudică, unde se manifestă predominant acţiunea maselor de aer din atmosfera înaltă a zonelor subtropicale cu presiune ridicată. Chiar şi în condiţiile unei încălziri excesive a suprafeţei terestre şi a aerului din troposfera inferioară, nivelul de convecţie a vaporilor de apă este scăzut, nepermiţând formarea precipitaţiilor. Regiunile geografice cu climat tropical semiarid au o dezvoltare mare în Africa, bordând la sud şi la nord Deşertul Sahara, precum şi la nord şi est Deşertul Kalahari (în Angola,

Namibia, Zambia, Botswana şi Republica Africa de Sud). În Asia, climatul tropical semiarid se dezvoltă în zona muntoasă din Peninsula Arabia, în cea mai mare parte a Iranului, în unele zone din Pakistan şi India. În Australia, zona tropicală semiaridă se află la nord şi la est de Marele Deşert Australian. În America de Nord, asemenea condiţii climatice se întâlnesc în Podişul Mexican, iar în America de Sud, în Brazilia, la nord de Capul São Roque.

Regiunile geografice unde este specific climatul tropical arid sunt: nord-vestul Mexicului, coasta vestică a Perului şi nordul statului Chile, în Africa de Nord (Sahara), Arabia, sud-estul Iranului şi jumătatea sudică a Pakistanului, vestul Indiei şi Australia Centrală şi Vestică.

În climatul tropical arid, precipitaţiile aproape lipsesc, datorită uscăciunii aerului şi a nivelului foarte înalt de condensare a vaporilor de apă. Sunt frecvente furtuni puternice care ridică la înălţimi apreciabile coloane imense de praf şi nisip. Foarte rar (la distanţe de ani sau chiar decenii), ciclonii de pe frontul polar (temperat) pătrund în regiunile tropicale, formând averse puternice de ploaie, care umplu văile seci (ueduri) cu torenţi vijelioşi, şi care determină apariţia unei vegetaţii efemere. Mediile anuale ale precipitaţiilor atmosferice sunt sub 200 mm şi pot coborî până la 0 mm (ex.: oraşul Calama, în nordul Republicii Chile, la altitudinea de 2.264 m, unde nu s-au înregistrat niciodată precipitaţii).

Condiţiile de ariditate, specifice deşerturilor tropicale, sunt accentuate în regiunile deşertice litorale aflate sub influenţa curenţilor oceanici reci, care favorizează descendenţa aerului şi timpul senin (ex.: Deşertul Sonoran, influenţat de curentul Californiei, Deşerturile Peru şi Atacama, influenţate de curentul Perului, Sahara de Vest, sub influenţa curentului Canarelor, şi Namib, sub influenţa curentului Benguelei). În aceste regiuni, ploile cad la o perioadă de timp considerabilă (ex.: în nordul statului Chile, la Arica, în 43 de ani s-a înregistrat o medie a precipitaţiilor de 0,5 mm). Şi în interiorul continentelor, condiţiile de ariditate sunt severe (ex.: la Luxor, în Egipt, precipitaţiile medii multianuale sunt de 1 mm).

Temperaturile medii anuale sunt cuprinse între 20º C şi 28ºC şi pot scădea cu altitudinea conform gradientului termic vertical, sau datorită prezenţei curenţilor oceanici reci, la 16°-19ºC. Regimul termic înregistrează mari amplitudini diurne (30°-35°C), ziua temperatura aerului urcă frecvent la valori de 40°-45°C, iar noaptea coboară la 10°-15°C, iar la

suprafaţa nisipului temperatura poate atinge, ziua, 80ºC şi noaptea poate scădea până la 0ºC, din cauza radiaţiei efective foarte mari. Ca urmare a marii uscăciuni şi variaţiilor termice diurne puternice, în regiunile cu climat tropical arid se produce o intensă degradare a rocilor, peisajul caracteristic fiind cel al deşerturilor de nisip sau piatră. În regiunile cu climat semiarid, deşerturile se transformă în semideşerturi şi trec treptat spre stepele uscate cu vegetaţie ierboasă xerofită.

6.1.5. ***Climatele subtropicale arid şi semiarid***

Sunt prelungiri ale climatelor tropicale arid şi semiarid către latitudinile mai înalte. Ocupă teritorii destul de limitate în America de Nord (sud-vestul S.U.A.), America de Sud (Argentina), Africa (Africa de Sud) şi mai extinse în Asia (Turcia, nordul Irakului şi Iranului, sudul Turkmeniei) şi Australia (la sud de marile deşerturi tropicale).

Datorită deplasării şi pătrunderii frecvente a ciclonilor din zonele temperate, cu fronturi aducătoare de ploaie, cantităţile de precipitaţii medii anuale sunt mai mari decât în climatele tropicale uscate (80-150 mm în climatul subtropical arid şi 300-450 mm, în cel semiarid). Drept urmare, ariditatea are un caracter mai puţin sever, dovadă fiind şi extinderea mai mare a regiunilor cu climat subtropical semiarid. Caracteristica principală a climei este dată de pendularea periodică a frontului temperat (polar), care separă masa de aer tropical uscat de cea de aer temperat (polar).

Temperaturile medii anuale, în climatul subtropical arid, oscilează între 16°C şi 22ºC, iar în climatul subtropical semiarid, între 11°C şi 18ºC. Maximele termice absolute din aer sunt asemănătoare celor din climatul tropical arid, în Valea Morţii din California, înregistrându-se 56,7°C în data de 10 iulie 1913, temperatură ce a reprezentat o valoare record până în data de 13 septembrie 1922, când în localiatatea Al'Aziziyah din Libia (nordul continentului african, în climat tropical semiarid), temperatura maximă a atins 58ºC, valoare ce reprezintă în prezent recordul absolut al planetei.

6.1.6. ***Climatul subtropical cu veri uscate***

Se întâlneşte pe ţărmurile vestice ale continentelor, la latitudini subtropicale. Cea mai mare extindere o are în bazinul Mării Mediterane (climat mediteranean). Mai este specific părţii centrale a ţărmului Californiei (S.U.A.), în centrul litoralului chilian din America de Sud, în

extremitatea sud-vestică a Africii şi în sudul şi sud-estul Australiei. Principalele caracteristici ale acestui tip de climat sunt: alternarea verilor senine şi uscate cu iernile blânde şi ploioase, căderea anuală a zăpezilor, datorită invaziilor aerului rece în timpul iernii, care formează strat persistent în zonele cu munţi înalţi. În anotimpul cald predomină masele de aer maritim tropical, care dau o vreme senină, caldă şi uscată, iar în cel rece, are loc o pătrundere a frontului polar (temperat) spre sud, activând ciclogeneza şi căderea precipitaţiilor.

Temperaturile medii multianuale oscilează între 13°C şi 17°C. Media lunilor de vară nu depăşeşte 27°C, dar temperaturile maxime pot atinge 38°C. Pe litoralul mediteranean, verile nu sunt mai răcoroase ca în alte regiuni litorale cu acelaşi climat, datorită inexistenţei curenţilor reci şi temperaturii crescute a apei. În interiorul continentelor, temperatura maximă a aerului poate atinge valori asemănătoare celor din deşerturile tropicale (38º-40ºC, ziua şi 14º-15ºC, noaptea). Iarna reprezintă un anotimp distinct, umed şi răcoros, uneori invaziile de aer rece polar (temperat) pot compromite culturile de citrice (al căror prag critic este de –2°C). Aceste îngheţuri periculoase sunt de obicei radiative, dar şi advective. În aceste regiuni sunt frecvente vânturile catabatice reci (Mistralul, în sudul Franţei, şi Bora, pe litoralul croat al Mării Adriatice), care provoacă răciri accentuate ale aerului şi furtuni puternice. În California de Sud, vântul fierbinte „Santa Ana" bate iarna dinspre interiorul continentului cu viteze mari, transportând importante cantităţi de praf . El reprezintă un factor de risc în declanşarea incendiilor în masivele forestiere.

Cantităţile medii anuale de precipitaţii variază între 350 şi 700 mm, dar pot ajunge până la 900 mm în zonele muntoase (ex.: în nordul Israelului) şi sunt de obicei de natură frontală, determinate de pătrunderea ciclonilor mobili ai frontului polar (temperat).

Asociaţiile vegetale caracteristice regiunilor joase şi munţilor mijlocii sunt reprezentate prin plante xerofite, ghimpoase şi cu frunze cerate, cunoscute sub diferite denumiri (maquis, garriga, tomillares etc.), iar pe munţii mai înalţi se întâlnesc păduri de stejar şi fistic.

6.1.7. ***Climatul subtropical umed***

Este specific sectoarelor estice ale continentelor, la latitudini subtropicale: în America de Nord (sud-estul S.U.A., inclusiv Peninsula

Florida), în America de Sud (sud-estul Braziliei, Uruguay, Paraguay, nord-estul Argentinei), în Asia ocupă o zonă întinsă începând din nord-vestul Indiei, pe la sud de munții Himalaya, până în China de sud-est, Taiwan, Coreea de Sud şi sudul Japoniei, iar în Australia ocupă toata coasta de est. De asemenea, o regiune mai redusă ca extindere se află pe litoralul estic al Mării Negre, unde s-au dezvoltat celebrele stațiuni balneo-climatice Batumi şi Suhumi, la poalele Munților Caucaz.

Temperaturile medii multianuale sunt mai ridicate decât în climatul subtropical cu veri uscate, datorită umezelii mai mari a aerului şi influenței curenților oceanici calzi, variind între 17ºC la Buenos-Aires, în Argentina, şi 19,7°C la New Orleans, în S.U.A., atingând însă 25°C la New Delhi, în India, sau coborând la 12°C la Beijing (China). Temperaturile maxime zilnice urcă la 30ºC-38°C, iar maximele absolute depăşesc 40°C. Amplitudinile termice diurne sunt mici. În lunile cele mai reci, media temperaturii oscilează, de obicei, între 5º C şi 12ºC, cu excepția Asiei musonice (ex.: la Hong-Kong, 15ºC în ianuarie).

În anotimpul cald, teritoriile cu astfel de climat se află sub influența maselor de aer tropical oceanic, iar în anotimpul rece sub influența ciclonilor de la latitudinile temperate, care aduc mari cantități de precipitații, în Asia, suprapunându-se şi circulația musonică.

Cantitățile medii anuale de precipitații variază între 750 şi 1.500 mm şi au o repartiție destul de uniformă în cursul anului. Sunt frecvente furtuni generate de ciclonii tropicali, care dau cantități mari de precipitații, urmate de inundații. În regiunile situate la bariera muntoasă a Himalayei se înregistrează cantități impresionante de precipitații (ex.: la Mawsynram, în nord-vestul Indiei, statul Assam, 13.970 mm, cea mai mare cantitate medie anuală de precipitații de pe planetă), fiind legate şi de activitatea musonică. Aceste precipitații prezintă o mare fluctuație de la un an la altul, astfel, la Cherapunji (India), unde cantitatea medie anuală de precipitații este de 11.000 mm, în anul 1981 s-au înregistrat 22.990 mm, cea mai mare cantitate de apă căzută într-un an pe glob, iar în acelaşi an, in luna iulie, 9.300 mm. Este de remarcat faptul că în anul cel mai secetos (1873), în această localitate s-au înregistrat 7.180 mm de apă, de circa 14 ori mai mult decât media de la Bucureşti.

Datorită umidității mari din aer şi sol, vegetația caracteristică este reprezentată de păduri umede etajate, asemănătoare celor din climatul intertropical umed.

6.1.8. *Climatul munților înalți din zona caldă*

Caracterizează regiunile montane cu altitudini mai mari de 2.000 m, în care regimul elementelor climatice suportă modificări importante determinate de înălțimea, expoziția şi înclinarea formelor de relief, constituind un alt tip de climă decât cel al regiunilor învecinate.

Principalele regiuni cu astfel de climat sunt în Asia (Himalaya, Karakorum, Pamir, Caucaz, munții din Insulele Sumatera, Kalimantan, Noua Guinee), America de Sud (Anzii), America Centrală, America de Nord (Mexic) şi estul Africii (munții de pe teritoriile statelor Ethiopia, Uganda, Kenya, Zair, Africa de Sud).

Caracteristica dominantă climatică este dată de etajarea altitudinală a tuturor elementelor meteoclimatice, care determină şi etajarea celorlalte componente ale peisajului geografic (vegetație, soluri, faună, aşezări omeneşti etc.). Se produce scăderea altitudinală a temperaturii cu 0,6°C la fiecare 100 m înălțime şi creşterea cantităților de precipitații pe versanții expuşi vânturilor dominante, care pot depăşi de 5-10 ori pe cele de pe versanții adăpostiți. O dată cu creşterea înălțimii creşte şi proporția precipitațiilor sub formă de zăpadă, nivelul zăpezilor permanente urcă de la ecuator până în zona tropicală uscată (datorită scăderii accentuate a precipitațiilor) şi coboară dinspre zona tropicală spre cea temperată (datorită scăderii temperaturii). Astfel, limita inferioară a zăpezilor permanente se află la aproximativ 4.600 m în zona ecuatorială, la 5.500 m în cea tropicală şi scade la 4.300 m în regiunile subtropicale.

În aceste regiuni, relieful înalt are un rol puternic generator al propriului climat, dar şi modificator al climei regiunilor învecinate, munții acționând ca adevărate bariere climatice, determinând apariția unor tipuri climatice cu caracteristici total diferite, de o parte şi de alta a masivului, în funcție de direcția dominantă a maselor de aer şi de procesele termodinamice la care este supus aerul aflat în mişcare (destindere adiabatică pe versanții expuşi şi comprimare adiabatică pe cei opuşi). De exemplu, bariera orografico-climatică a lanțului Himalaya determină formarea unui climat foarte umed la poalele sudice, cu cele mai mari cantități de precipitații de pe glob şi transformarea regiunilor situate la nord, în Asia Centrală, în unele dintre cele mai uscate, cu precipitații medii anuale de 200 mm şi chiar sub această valoare, unde s-au dezvoltat semideşerturi şi deşerturi pe suprafețe foarte extinse.

6.2. **Zonele de climă temperată**

Este prezentă pe suprafețe mari în emisfera nordică (America de Nord, Europa, Asia) şi relativ mici în emisfera sudică (America de Sud şi Australia), relativ, între paralele de 40º şi 65° latitudine nordică şi sudică. Este formată din următoarele tipuri de climat: *temperat oceanic, temperat de tranziție, temperat continental, temperat musonic, temperat semiarid, temperat arid şi temperat de munți înalți.*

6.2.1. ***Climatul temperat oceanic***

Apare, de regulă, pe țărmurile vestice ale continentelor, dar, sporadic, şi pe unele insule şi porțiuni ale țărmurilor estice. Cea mai mare extindere o are în Europa: Islanda sudică, nordul Spaniei, cea mai mare parte a Franței, Belgia, Olanda, Germania, o parte din Cehia, Slovacia şi Polonia, Danemarca, Norvegia şi o porțiune din Suedia. Cauza principală a acestei situații o reprezintă absența unor lanțuri montane litorale în partea vestică a continentului, vânturile de vest pătrunzând, astfel, mult în interiorul continentului şi extinzând trăsăturile specifice acestui tip de climat. Pe celelalte continente, reducerea suprafețelor de uscat la latitudini mijlocii şi existența unor bariere orografice orientate nord-sud determină ca regiunile geografice care beneficiază de aceat tip de climat să fie slab extinse. Astfel apar: în America de Nord, o fâşie relativ îngustă din California până în sud-vestul Alaskăi; în America de Sud, pe litoralul chilian, de la 41° latitudine sudică până în Țara de Foc; în Australia, țărmurile sud-estice şi insula Tasmania, iar în Oceania, Insulele Noua Zeelandă.

Din punct de vedere termic, iernile sunt blânde iar verile relativ răcoroase. Temperaturile medii multianuale se încadrează între 7ºC şi 13°C. Media lunii celei mai calde este cuprinsă între 15ºC şi 20°C, iar media lunii celei mai reci între 4°C la Portland, în S.U.A., şi 10°C la Melbourne, în Australia; la latitudini mai înalte, ele pot fi chiar apropiate de 0ºC. Tempeaturile maxime zilnice nu depăşesc 25ºC, dar maxima absolută poate atinge 35°C, în condițiile advecției maselor de aer continental. Temperaturi minime sub 0°C se întâlnesc numai la latitudinile superioare, fără a produce însă perioade lungi de îngheț.

Regimul pluviometric se caracterizează prin precipitații abundente în cursul iernii şi mai reduse decât evapotranspirația potențială, în timpul verii, când se constată o oarecare stare de uscăciune, dar nu de

intensitatea celei din climatul subtropical cu veri uscate (mediteranean). În valori medii anuale, cantitățile de precipitații variază de la 500 mm la 3.000 mm, maximum pluviometric înregistrându-se toamna, în luna octombrie. Specific este numărul mare de zile cu precipitații, îndeosebi iarna, care oscilează, în valori medii, între 150 zile la majoritatea stațiilor meteorologice şi 325 zile la Bahia Felix (sudul Republicii Chile, către Strâmtoarea Magellan).

Activitatea ciclonică foarte activă în tot timpul anului (vara predominând activitatea frontală din cadrul ciclonilor mobili) şi vânturile de vest dominante, care transportă către continente mase de aer oceanic, cu umiditate şi temperatură ridicate favorizează o nebulozitate accentuată cu nori cenuşii de tip Stratus din care cad ploi şi burnițe frecvente. Vara sunt specifice şi aversele de ploaie. Ceața, un fenomen caracteristic, prezintă frecvența maximă în lunile de toamnă şi iarnă. Precipitațiile sub formă de zăpadă sunt prezente doar în câteva zile pe an, aceasta topindu-se repede.

În aceste condiții climatice, vegetația caracteristică este cea a pădurilor de foioase, cu specii hidrofile (iubitoare de umiditate).

6.2.2. ***Climatul temperat de tranziție***

Face trecerea de la climatul temperat oceanic la cel continental şi caracterizează numai emisfera nordică, în cea sudică, oceanul având extensiune maximă. În Europa ocupă suprafețe mari între văile Elbei şi Padului la vest, Munții Urali la est, Valea Dunării la sud şi cercul polar la nord. În America de Nord se întâlneşte în nord-estul S.U.A. şi sud-estul Canadei, iar în Asia ocupă o fâşie orientată latitudinal din cursul inferior al fluviului Obi şi cea mai mare parte a Peninsulei Kamceatka.

Dominante sunt vânturile de vest şi circulația ciclonică, la fel ca şi în climatul temperat oceanic. Pe măsura îndepărtării de Oceanul Atlantic, cantitățile de precipitații se reduc, iar amplitudinile termice anuale cresc.

Termic, verile sunt calde, iar iernile reci. Media anuală variază între 4ºC şi 16°C; în luna cea mai caldă se înregistrează 26º-27°C, în sud şi aproximativ 20°C, în nord. În luna cea mai rece, mediile sunt pozitive în sud şi coboară la –15ºC…–20°C în nord. Maximele absolute ale temperaturii depăşesc 45°C în sud şi sunt sub 35°C în regiunile nordice. Amplitudinile termice anuale pot ajunge la 40°C (ex.: la Moscova ating 39ºC).

Din punct de vedere pluviometric, cantitățile medii anuale de precipitații scad de la vest către est, de la 1.100 mm la 400 mm, datorită descreşterii vaporilor de apă din masele de aer transportate de către ciclonii mobili. Precipitațiile sunt concentrate mai ales în semestrul cald, dar, vara, deficitul de umezeală este ridicat, datorită valorilor mari ale evapotranspirației potențiale, care le depăşesc pe cele ale precipitațiilor, îndeosebi în zonele sudice. Cele mai mari cantități de precipitații se produc în semestrul cald (cu maximum pluviometric în lunile mai şi iunie) şi cantități reduse în anotimpul rece. Seceta, îndeosebi din a doua parte a verii şi începutul toamnei, este un fenomen a cărui frecvență creşte de la vest către est.

Stratul de zăpadă este un fenomen caracteristic în fiecare iarnă, durata lui variind de la circa o săptămână în nordul Bulgariei la câteva luni în nordul Suediei, Finlandei şi Rusiei. Viscolul, un fenomen de risc iarna, creşte în frecvență tot de la vest către est.

În celelalte regiuni cu astfel de climat, tranziția se manifestă numai prin valorile elementelor climatice, teritorial fiind neexistentă. Curenții oceanici reci (Labradorului şi Kamceatkăi), ca şi deplasarea maselor de aer umed oceanic prin intermediul ciclonilor mobili, au un important rol în diminuarea amplitudinilor termice şi creşterea cantităților de precipitații.

Peisajul caracteristic este format din păduri de foioase, către limita sudică, şi de conifere către cea nordică.

6.2.3. ***Climatul temperat continental***

Este specific interiorului continentelor asiatic şi nord-american. Se deosebeşte de climatul temperat de tranziție prin excesivitate accentuată, prin ierni reci şi perioadă de vegetație scurtă. Frecvente tot timpul anului sunt masele de aer polar (temperat) continental, care rezultă din continentalizarea (staționarea îndelungată pe suprafața terestră) aerului polar maritim şi a celui arctic. Vara se caracterizează prin temperaturi relativ ridicate, umezeală relativă redusă, iar iarna prin temperaturi scăzute, umezeală relativă ridicată şi frecvență mare a inversiunilor de temperatură, datorate stratificării stabile a aerului şi prezenței stratului de zăpadă.

Deseori, au loc invazii de aer tropical (în partea de sud) şi arctic (mai frecvente în nord), care duc la apariția valorilor extreme de temperatură şi umezeală ale aerului.

Temperaturile medii anuale sunt foarte diferite în funcție de trei factori principali: latitudine, altitudine şi condițiile orografie. Astfel, la Chicago (S.U.A.) se înregistrează 10°C, Edmonton şi Winnipeg (Canada), 3ºC şi respectiv 2ºC, Irkutsk şi Iakutsk (Siberia, Rusia), – 1ºC şi respectiv –10°C. Extremele termice absolute pot depăşi 40°C în sud şi pot coborî sub –40°C…–50°C în nord. Excesivitatea acestui climat este dată însă de valorile foarte mari ale amplitudinilor termice anuale medii (63°C la Iakutsk şi 27°C la Chicago).

Precipitațiile sunt mai reduse comparativ cu climatul temperat de tranziție, oscilând între 350-700 mm. Local, aceste limite pot fi mai scăzute sau mai ridicate. Cele mai mari cantități de precipitații se înregistrează în sezonul cald, mai ales sub formă de averse, însoțite de oraje, predominante fiind cele convective. Iarna, precipitațiile sunt, de obicei, de natură frontală, datorate activității ciclonilor mobili, frecvența ninsorilor este mare, iar stratul de zăpadă gros şi persistent o perioadă lungă de timp. Tot în cursul iernii, predominarea regimului anticiclonic favorizează o frecvență mare a cețurilor de radiație şi producerea unor temperaturi negative extrem de scăzute, în special în prezența stratului de zăpadă.

În cadrul vegetației se observă o trecere gradată de la stepele din sud către pădurile de foioase şi conifere din nord.

6.2.4. ***Climatul temperat Musonic***

Este caracteristic estului Asiei, apărând în nord-estul Chinei, nordul Peninsulei Coreea, nordul Japoniei şi sud-estul Rusiei. Circulația musonică este favorizată de lipsa sau slaba activitate ciclonică, specifică acestor regiuni. Vara, la suprafața mărilor Japoniei şi Ohotsk, mai reci, se menține un regim de presiune ridicată, în timp ce în Asia Centrală supraîncălzită se formează o vastă depresiune barică. Deci, aerul rece de deasupra oceanului se deplasează către continent, sub forma unor vânturi de sud-est, care constituie musonul de vară (oceanic). Iarna, bazinul Pacificului de Nord, mai cald, favorizează dezvoltarea unei vaste arii depresionare (Minima Aleutinelor), iar pe continent, aerul răcit excesiv formează Anticiclonul Siberian. La periferia lui estică, aerul rece continental se scurge către minima oceanică, determinând formarea musonului de iarnă (continental). Regimul termo-pluviometric, caracterizat prin ierni reci şi senine, cu zăpadă puțină şi veri ploioase şi umede,

cu temperaturi mai coborâte decât în interiorul continentului la aceleaşi latitudini şi altitudini, redă cu fidelitate tocmai această periodicitate sezonieră a celor doi musoni.

Temperaturile medii anuale se încadrează între 10°C în sud şi 0°C în nord, predominantă fiind grupa valorică de 4°-6ºC. Amplitudinile termice medii anuale sunt mai reduse, comparativ cu climatul temperat continental şi chiar cu cel temperat de tranziţie, datorită prezenţei oceanului şi îndeosebi musonului de vară, care nu permite creşterea temperaturii aerului la valori foarte ridicate. Tocmai din aceste considerente, cele mai mici amplitudini termice sunt specifice zonelor insulare.

Regimul pluviometric este şi el influenţat de circulaţia musonică, prezentând un maximum în timpul musonului de vară (lunile iulie, august şi septembrie) şi un minimum în timpul musonului de iarnă. Cantităţile medii anuale de precipitaţii sunt mai consistente în regiunile insulare şi pe versanţii cu orientare estică, expuşi musonului oceanic (1.081 mm la Nemuro-Japonia) şi mai slabe pe suprafeţele continentale (598 mm la Vladivostok – Rusia).

Peisajul geografic este dominat de păduri de foioase în partea sudică, mixte şi de conifere către nord.

6.2.5. ***Climatele temperate semiarid şi arid***

Caracterizează interiorul continentelor, unde nu se simte influenţa vânturilor umede dinspre ocean. Extinderea maximă o au în Europa şi Asia, sub forma unei zone vaste din ce în ce mai lăţită către est, desfăşurată de la nord de Marea Neagră până în regiunea centrală a Chinei. În America de Nord ocupă podişurile dintre şi de la vest de Munţii Stâncoşi, în America de Sud ţinuturile de la est de Anzi (Patagonia) până la Oceanul Atlantic. Acestor regiuni li se adaugă Meseta Spaniolă din Peninsula Iberică.

Sistemele montane care împiedică pătrunderea vânturilor de vest (în cele două Americi) şi de sud-sud-vest (în Asia) au un rol determinant în scăderea accentuată a cantităţilor de precipitaţii, care nu sunt suficiente nici pentru dezvoltatea unei vegetaţii de stepă.

Specificitatea acestor tipuri de climat este dată de uscăciunea accentuată a aerului, determinată de prezenţa constantă a maselor de aer

continental polar (temperat), care duce la apariția unor contraste termice pregnante şi diminuarea precipitațiilor până la lipsa lor totală.

Temperaturile medii anuale ale aerului sunt, de regulă, pozitive (5°C…8ºC) cu o oscilație mică determinată de latitudine şi altitudine. În luna cea mai caldă a verii, temperaturile medii cresc apreciabil, ca şi gradul de variație, de la 14°C la Santa Cruz (50° sud, în Argentina) la 21ºC la Dichinson (S.U.A.) şi 24°C la Balhaş (Asia Centrală). Iarna, situația se inversează, temperatura medie cea mai scăzută (–15°C) fiind la Balhaş, urmată de Dichinson (–12ºC), iar cea mai ridicată (2°C), la Santa Cruz. Se pune astfel în evidență continentalismul accentuat din interiorul Asiei şi mai puțin manifestat în America de Sud. Temperaturile maxime absolute, în ambele tipuri de climate, ating valori de peste 40°C…45°C, iar minimele absolute scad sub –40°C.

Precipitațiile anuale au valori cuprinse între 392 mm, la Dickinson, în climat semiarid, şi în jurul valorii de 200 mm şi sub această valoare în climat arid (201 mm la Santa Cruz şi 115 mm la Balhaş). În climatul semiarid, regimul anual al precipitațiilor prezintă un uşor maximum în lunile mai, iunie şi iulie, iar în climatul temperat arid, precipitațiile sunt foarte neregulat repartizate de la o lună la alta şi cu o foarte mare variabilitate de la un an la altul. În semestrul cald, ploile sunt, de obicei, sub formă de averse, cu vânt puternic şi descărcări electrice. Uneori, în climatul semiarid din S.U.A. pot apărea şi tornade de intensitate mai mică, decât în zonele clasice de formare. Vara, temperaturile foarte ridicate şi deficitul de umezeală din aer şi sol este atât de mare, încât vegetația de stepă uscată a regiunilor semiaride (Podişul Preeriilor nord americane, nordul Kazahstanului, Podişul Mongoliei) se tranformă treptat în deşert către regiunile aride (Podişul Colorado, Turkestanul, Deşerturile Takla Makan şi Gobi).

6.2.6. ***Climatul munților înalți***

Este caracteristic regiunilor montane cu altitudinea absolută mai mare de 2.000 m. Are o dezvoltare mare în zona temperată a Americii de Nord (Munții Stâncoşi) şi mai mică întindere în America de Sud (Munții Anzi), în Europa (Munții Alpi, Pirinei, Carpați, Apenini etc.) şi Asia (Munții Tianşan, Altai, Hangai, Saian etc.).

Trăsătura principală este scăderea temperaturii cu altitudinea, după gradienți termici variabili, în funcție de expoziția versanților față de fluxul

radiativ al Soarelui şi circulaţia generală a aerului troposferic. De asemenea, se remarcă o creştere a cantităţilor de precipitaţii pe pantele expuse vânturilor dominante şi scăderea acestora pe cele adăpostite. Astfel, nivelul zăpezilor permanente este mult mai coborât decât în regiunile tropicale.

Temperaturile medii anuale sunt negative la peste 2.000 m, iar cele ale lunii celei mai reci coboară în jurul valorii de –10°C (–11,1°C la Vf. Omu, în Carpaţii Meridionali), iar cele ale lunii celei mai calde urcă frecvent la 5º-7°C.

Regimul anual al precipitaţiilor prezintă un maximum în lunile iulie-august şi un minimum în septembrie. Cantităţile medii anuale de precipitaţii, pe pantele expuse vânturilor vestice, situate la altitudini similare, scad de la vest către est. Vara, nebulozitatea cumuliformă este accentuată şi ploile sub formă de aversă sunt frecvente. Pe timp stabil, se formează circulaţia termică locală sub forma brizelor de zi (vale) şi noapte (munte). Ninsorile sunt posibile în oricare lună a anului. Iarna, precipitaţiile sunt predominant sub formă de ninsoare viscolită, stratul de zăpadă având grosimi neuniforme. Tot iarna, în regim anticiclonic, pe văi se dezvoltă nori stratiformi. Frecvente sunt avalanşele de zăpadă, îndeosebi, la sfârşitul iernii şi începutul primăverii, şi uneori de gheaţă, care intră în categoria fenomenelor naturale de risc cu potenţialitate de distrugere foarte mare.

Vegetaţia este distribuită conform etajelor climatice (nefiind exclusă apariţia inversiunilor de vegetaţie, în funcţie de varietatea topoclimatelor locale) şi este alcătuită din păduri mixte de foioase şi conifere, conifere, jnepenişuri, intercalate şi succedate de pajişti alpine, iar în munţii cei mai înalţi, de zăpezi permanente şi gheţari.

6.3. **Zonele de climă rece**

Pe glob există două zone de climă rece dezvoltate în regiunile circumpolare, dincolo de 60º-65° latitudine nordică şi sudică. Cuprind patru tipuri de climat: *subpolar oceanic, subpolar continental, polar, polar excesiv.*

6.3.1. ***Climatul subpolar oceanic***

Este caracteristic părţii central-vestice a Peninsulei Alaska, ţărmului vestic al Golfului Hudson, părţii nordice a Peninsulei Labrador şi sudului Insulei Baffin, unei porţiuni din sudul Groenlandei, nordului Islandei,

țărmurilor nordice ale Norvegiei, Suediei şi Rusiei (din Peninsula Kola până aproape de estuarul fluviului Enisei, inclusiv insula sudică a Arhipelagului Novaia Zemlea), ca şi unei zone din Extremul Orient Rus. În emisfera sudică, caracterizează numai peninsula Graham şi unele insule antarctice.

În emisfera nordică, aceaste regiuni geografice aflate la sud de cercul polar, sub influența predominantă a maselor de aer polar (temperat) oceanic şi arctic şi curentului cald al Golfului (Europa de Nord), au temperaturi medii anuale mai ridicate decât cele cu climat subpolar continental, oscilând în jurul valorii de 2°C. Verile sunt răcoroase şi cețoase, iar iernile nu foarte geroase, dar umede şi cu vânturi puternice. Maximele termice sunt cuprinse între 15° şi 18°C, în unele situații atingând chiar 27°C. Înghețul se poate produce în oricare perioadă a anului, mediile termice fiind egale şi mai mici de 0°C în 6-7 luni pe an. Temperaturile minime scad, de regulă, sub –40°C…–45°C.

Cantitățile medii anuale de precipitații oscilează în jurul valorii de 500 mm (Vardö, în Norvegia, 545 mm), iar regimul anual înregistrează două maxime (unul în lunile august-octombrie şi altul în februarie-martie). Majoritatea precipitațiilor sunt sub formă de zăpadă, grosimea stratului format şi durata fiind mai mari decât în interiorul continentelor.

Nebulozitatea este accentuată în tot timpul anului, ca şi vânturile puternice.

Asociațiile vegetale caracteristice sunt cele de tundră, arborii apar doar în pâlcuri la periferia sudică a regiunilor cu astfel de climat.

6.3.2. ***Climatul subpolar continental***

Este răspândit în două zone dispuse latitudinal, cu lățimi de 600-1.000 km, ce cuprind nordul Canadei şi Siberiei (Rusia), regiuni mult mai reci decât cele cu climat subpolar oceanic şi chiar decât cele cu climat polar oceanic. Masele de aer dominante sunt cele arctice continentalizate, în semestrul rece, şi cele continentale polare (temperate), în semestrul cald. Influența moderatoare a oceanului lipseşte.

Diferențe termice mari apar şi între cele două regiuni geografice, în aceleaşi condiții de latitudine şi altitudine, mai pregnante în luna ianuarie (la Verhoiansk, în medie sunt –47°C, iar la Fairbanks, –24°C). Minimele coboară frecvent sub –60°C şi chiar sub –70°C. Cea mai scăzută

temperatură din emisfera nordică (–71,1°C) s-a înregistrat în februarie 1964, la Oimeakon (Siberia). Unii climatologi consideră totuşi ca „pol al frigului" în emisfera nordică localitatea Verhoiansk (tot în Siberia), unde s-au înregistrat –69,4°C în februarie 1962 (prin reducerea valorilor la nivelul mării, întrucât altitudinea staţiilor este diferită). Temperaturile medii sunt negative în şapte din cele 12 luni ale anului. Maximele termice oscilează în jurul valorii de 25ºC.

Nebulozitatea şi precipitaţiile sunt scăzute datorită uscăciunii aerului arctic şi continental, astfel că valorile medii anuale de precipitaţii sunt asemănătoare celor din regiunile semiaride (Verhoiansk, 155 mm, şi Fairbanks, 287 mm). În regim anual, minimum pluviometric este specific intervalului februarie-aprilie, iar maximum, lunilor de vară.

Sunt caracteristice vânturile puternice care viscolesc şi troienesc zăpada, astfel că grosimea şi durata stratului este mai mică decât în regiunile cu climat subpolar oceanic.

Vegetaţia caracteristică este cea de tundră, iar spre sudul zonei cea de silvo-tundră.

6.3.3. ***Climatele polar şi polar excesiv***

Sunt încă insuficient cercetate, cu toate eforturile făcute de exploratorii polari. Pe măsura creşterii latitudinii, altitudinii şi depărtătii de ocean în marile întinderi de uscat (Antarctida şi Groenlanda), climatul devine din ce în ce mai excesiv.

Primul tip de climat ocupă litoralul nordic al Canadei şi al Siberiei, aproape toate insulele din Oceanul Îngheţat, precum şi regiunile litorale ale Antarctidei şi Groenlandei, iar cel de al doilea, părţile interioare ale Antarctidei şi Groenlandei.

Media anuală a temperaturii aerului este negativă. Pe ţărmul nord-vestic al Peninsulei Alaska, la Barrow (71°lat.N şi 9 m altitudine), în regiunea cu climat polar valoarea este de –12°C, iar la staţiunea americană Amundsen-Scott (90°lat.S şi 2.800 m altitudine) şi la staţiunea Vostok II (78°lat.S şi 3.420 m altitudine) în regiunea cu climat polar excesiv, mediile termice anuale sunt de –49°C, şi, respectiv –55°C.

Specifice sunt valorile foarte mari ale intensităţi radiaţiei solare globale în lunile de vară. Pe calota de gheaţă a Antarctidei se înregistrează 20-25 Kcal/cm^2/lună, mai mult decât în deşertul Kalahari. Aceste valori

se datorează extraordinarei purități a aerului, altitudinilor mari şi temperaturii coborâte a aerului, foarte sărac în vapori de apă.

Precipitațiile atmosferice, în exclusivitate sub formă de zăpadă, sunt foarte slabe cantitativ în climatul polar excesiv (4 mm la stațiunea Amundsen-Scott) şi mai consistente în cel polar (110 mm la Barrow). Creşterea apreciabilă a grosimii stratului de zăpadă este determinată de sublimarea directă a vaporilor de apă din aer pe suprafața zăpezii. Sunt destul de frecvente şi zilele cu viscole puternice, iar pe litoralele Antarcticii şi Groenlandei, vânturile catabatice bat cu viteze şi intensități neobişnuite, ele reprezentând una din caracteristicile principale ale climatului polar.

În aceste condiții foarte vitrege, vegetația de tundră este rară, cea mai mare parte a acestui spațiu geografic fiind acoperit de zăpadă şi gheață.

7. **VARIABILITATE CLIMATICĂ**

7.1. **Variaţii climatice**

Clima, definită ca o sinteză a condiţiilor de vreme pe perioade diferite, care cuprinde o serie de elemente cuantificabile (temperatură, precipitaţii, vânt etc.), se află într-o permanentă modificare determinată de factori naturali şi antropici. Această dinamică a climei se materializează printr-o serie de fluctuaţii sau **variaţii,** care pot fi regulate sau *periodice* (variaţiile diurne şi anuale determinate de mişcările de rotaţie şi revoluţie ale Pământului), accidentale sau *neperiodice de scurtă durată* (de la o zi la alta sau de la un an la altul), cauzate de modificări ale circulaţiei aerului troposferic, şi *neperiodice de lungă durată* (serii de ani) provocate de un ansamblu de cauze complexe. Toate aceste tipuri de variaţii sunt încadrate în conceptul de **variabilitate**[28] **climatică**, concept foarte des folosit în climatologie şi care redă cu adevărat caracterul dinamic al climei. Variabilitatea climatică presupune o anumită abatere a climei, în ansamblul ei, sau numai a unui parametru climatic, în timp şi spaţiu, în raport cu o stare de referinţă („stare normală") rezultată din medierea parametrilor climatici pe o perioadă mare de timp. Cauzele variaţiilor climatice au fost puse iniţial pe seama modificărilor în aporturile de energie externă, solară, care modifică circulaţia generală a atmosferei şi, implicit, caracteristicile parametrilor climatici. Ulterior, prin considerarea atmosferei ca un sistem în care se manifestă interacţiuni şi retroacţiuni interne, o variaţie a unui parametru declanşează o reacţie în lanţ la nivelul altor parametri (ex.: schimbarea temperaturii atrage după

[28] Conform *Dicţionarului Explicativ al Limbii Române* (DEX, 1998), temenul de *variabilitate* defineşte o însuşire a unui lucru, fenomen etc. de a varia, de a lua forme şi aspecte diferite.

sine modificări în evaporația apei, care la rândul ei influențează regimul nebulozității şi al precipitațiilor). Concepția actuală referitoare la sistemul terestru (geosistem) consideră subsistemul atmosferei în interacțiune cu celelalte subsisteme: hidrosfera, biosfera, litosfera, reliefosfera, criosfera (Ielenicz, 2000). Astfel, orice modificare la nivelul atmosferei va induce modificări şi la nivelul celorlalte subsisteme, modificând peisajul geografic în ansamblul lui. De asemenea, un rol tot mai accentuat în apariția variațiilor climatice este atribuit activității umane, ca factor modificator al climei, prin **efectul de seră antropic**.

7.1.1. ***Tipuri de variații climatice***

Variațiile climatice au fost descrise şi analizate prin mijloace statistice, în vederea stabilirii intensității, duratei, formei şi caracterului lor în raport de normală (medie multianuală). În studierea variațiilor climatice, una dintre marile probleme este alegerea scării de timp. H.H.Lamb (1977) a propus o scară de timp alcătuită din 9 clase, iar J. Shukla (1991) a întocmit scara de timp prezentată în tabelul 17.

Sunt cunoscute următoarele tipuri de variații climatice:

- *tendințe*
- *oscilații*
- *cicluri*
- *anomalii*
- *riscuri*
- *schimbări*

Tabelul 17. *Tipul de variații climatice în funcție de scara de timp*

Scara de timp (zile)	*Descrierea calitativă*
0-10	Schimbări orare şi zilnice
10-100	Schimbări lunare, intrasezoniere şi sezoniere
100-1.000	Schimbări anuale şi interanuale
1.000-10.000	Schimbări decenale şi interdecenale
10.000-100.000	Schimbări seculare şi mai mari

Tendințele climatice sunt variații într-un singur sens, crescător sau descrescător, a unor parametri climatici (de obicei se iau în studiu temperatura şi precipitațiile) în raport de starea normală a climei. În funcție de aceste tendințe, clima se poate încălzi sau răci şi poate deveni umedă sau uscată.

Oscilațiile climatice sunt variații alternante, care se repetă cu o periodicitate destul de greu de precizat. Sunt cunoscute trei oscilații principale: Atlanticului de Nord, Pacificului de Nord şi Pacificului de Sud (ENSO), care au fost analizate în capitolul II, subcapitolul „Interacțiunea ocean-atmosferă".

Ciclurile climatice (ciclicitate climatică) sunt variații temporale care apar cu aceleaşi caracteristici ale fenomenelor climatice şi se succed la intervale aproximativ egale (10,12,15 ani), cu revenire la situația inițială.

Anomaliile climatice reprezintă abateri pozitive sau negative față de normală (media multianuală) a unuia sau mai multor parametri climatici, cu diferite intensități, frecvențe şi durate, calculate prin diferite criterii (ex.: anomalii termice, pluviometrice etc.).

Riscurile climatice (catastrofe, calamități) sunt variații climatice (anomalii) foarte puternice, care au o potențialitate mare de a produce pagube, dezastre, mediului natural şi activității umane (ex.: secete prelungite, inundații catastrofale, tornade, cicloni tropicali etc).

Schimbările climatice sunt variații pe termen lung, cu abateri foarte mari ale parametrilor climatici față de clima de referință, sau o succesiune de riscuri climatice, care imprimă noii perioade caracteristici climatice total diferite de cele inițiale.

7.1.2. ***Variațiile de lungă durată ale temperaturii aerului***

Cuprind variațiile climatice din timpuri geologice şi istorice. Ştiința cunoaşterii caracteristicilor şi îndeosebi a variațiilor climatice din trecutul geologic al planetei Terra, prin reconstituirile întreprinse cu ajutorul unor diverse metode, reprezintă subramura climatologiei numită Paleo-climatologie, iar clima din trecutul îndepărtat al Pământului se numeşte Paleoclimă.

7.1.2.1. *Variațiile paleoclimei*

Reconstituirea climei din trecutul îndepărtat al Terrei (sute de mii şi milioane de ani) s-a realizat folosindu-se tehnici şi informații din surse diferite:

- *geologice*
- *paleontologice*
- *paleogeografice*

- *geografice*
- *fizico-meteorologice*

Sursele geologice includ procesele de laterizare, silicifiere, sedimentare, ce au avut loc la nivelul litosferei, dar şi formarea gheţarilor şi a depozitelor glaciare. Datorită informaţiilor multiple pe care le cuprinde şi oferă gheaţa, ea a fost denumită de către unii cercetători *principala paleoarhivă*, deoarece formarea şi menţinerea ei este în strânsă legătură cu condiţiile atmosferice. Ea oferă date despre compoziţia gazelor atmosferice, existenţa izotopilor stabili şi a celor cu origine externă, despre conductivitatea termică şi, în general, despre toate proprietăţile ei fizice.

Sursele paleontologice cuprind, în principal, fosilele, aflate în diferite straturi geologice, care dau informaţii asupra speciilor de plante şi animale caracteristice unor perioade geologice, al căror mediu natural de viaţă poate fi reconstituit prin relaţia sistematică cu speciile actuale.

Sursele paleogeografice şi geografice oferă informaţii asupra caracteristicilor ţărmurilor, altitudinii reliefului, configuraţiei uscatului, mişcărilor de transgresiune şi regresiune marine, care modifică linia ţărmurilor etc.

Sursele fizico-meteorologice cuprind informaţii despre tendinţa temperaturii globale şi a precipitaţiilor, obţinute prin datarea cu izotopi radioactivi a depozitelor sedimentare marine, continentale şi glaciare, a diverselor fosile, a polenului, inelelor de creştere a copacilor. Pentru datări până la 40.000 ani au fost folosiţi izotopii cu dezintegrare lentă (C_{14}), până la 300.000 ani, metoda uraniu-thoriu, iar pentru 1.000.000 ani, metoda potasiu-argon.

Măsurătorile efectuate asupra urmelor de gaze conţinute în masa gheţarilor polari au condus la existenţa unei variabilităţi climatice naturale şi a unei fluctuaţii a gazelor cu efect de seră pe o perioadă cu o vechime cuprinsă între 160.000 ani şi 300.000 ani î.Hr. şi, de asemenea, aprecierea amplitudinii efectului de seră asupra schimbării climei.

Dintre toţi parametrii climatici, variaţia temperaturii aerului din timpuri geologice a fost pusă în evidenţă prin tehnicile şi mijloacele amintite anterior. În Pleistocen, oscilaţiile temperaturii aerului au atins amplitudini de 4º-5ºC, reprezentând extinderea sau retragerea gheţarilor, perioade de glaciaţii şi interglaciaţii (fig. 62). Aceste oscilaţii s-au produs la nivel global, ipoteză susţinută şi de ultimele cercetări din Antarctida, cauza principală fiind de ordin astronomic (variaţia orbitei Pământului).

În acest sens, trebuie ştiut că diferenţa termică dintre erele glaciare şi cea actuală este de numai 5ºC, iar riscul schimbării radicale a climei planetei începe de la creşterea temperaturii cu peste 1ºC, în situaţia creşterii continue a emisiilor gazelor cu efect de seră.

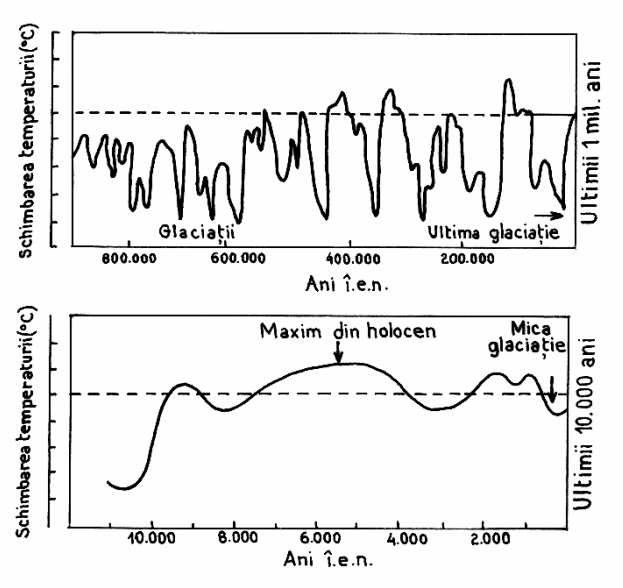

Fig. 62. *Variaţiile temperaturii globale în perioade geologice*
Sursa: Coughlan, Nyenzi, 1991, în Chiotoroiu, 1997

7.1.2.2. *Variaţiile seculare ale temperaturii aerului*

Variaţiile temperaturii aerului din perioada istorică 1.000-1.900 pun în evidenţă două oscilaţii mari: prima pozitivă, considerată perioada caldă medievală, şi a doua negativă, considerată „mica glaciaţie" (fig. 63). O dată cu începutul observaţiilor instrumentale, după 1850, s-au putut prezenta variaţiile temperaturii aerului cu mai multă precizie, pe tot globul (fig. 64) şi pe cele două emisfere, gradul de concordanţă al curbelor de variaţie termică fiind evident Aceste măsurători instrumentale au început în perioada în care suprafeţe mari de pe glob fuseseră afectate de mica glaciaţie. Se poate observa că în emisfera nordică unde uscatul este preponderent, au fost două perioade de încălzire (curba de variaţie are tendinţă pozitivă), de la începutul deceniului 3 până la începutul deceniului 5, iar a doua din 1975 până în prezent, între ele se intercalează perioada de răcire (curba de variaţie are tendinţă negativă), creşterea temperaturii (cu aproximativ 0,4º-0,5ºC) fiind mai bine pusă în evidenţă decât scăderea. Variaţiile climei pot fi puse în evidenţă şi prin analiza evoluţiei cantităţilor de precipitaţii, însă acest indicator climatic, datorită repartiţiei geografice neuniforme, strâns legată de circulaţia aerului troposferic, poate da informaţii numai la nivel regional şi local.

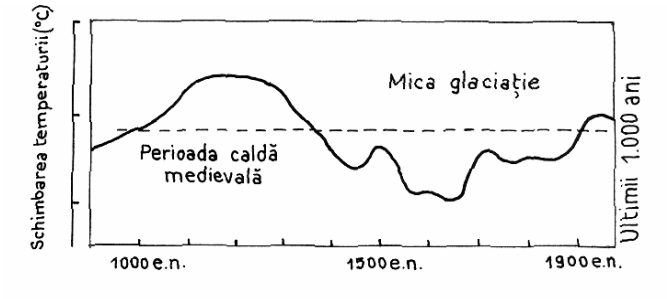

Fig. 63. *Variaţiile temperaturii globale în perioada istorică*
Sursa: Coughlan, Nyenzi, 1991, în Chiotoroiu, 1997

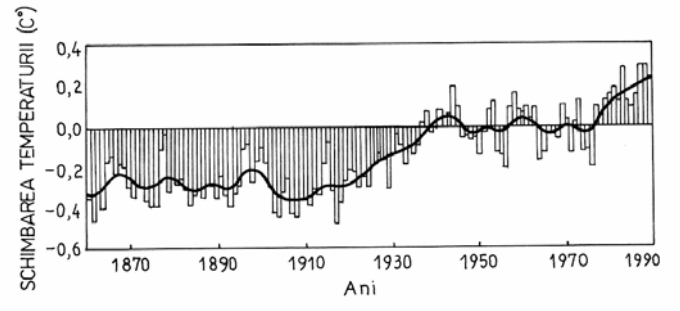

Fig. 64. *Variația temperaturii medii globale deasupra uscatului și la suprafața mării*
Sursa: J.T. Houghton, 1991, în Chiotoroiu, 1997

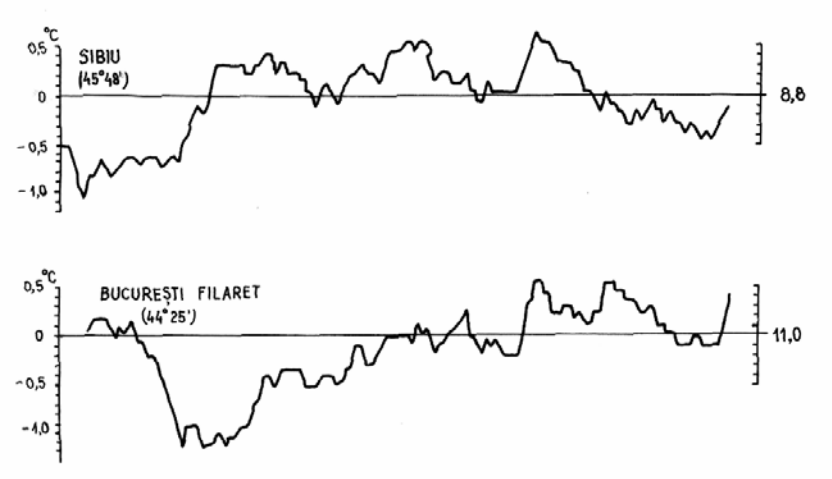

Fig. 65. *Variațiile temperaturii medii anuale a aerului prin metoda mediilor glisante pe 10 ani*
Sursa: Iliescu, 1992

În România, variațiile seculare (pe o perioadă de 100-120 ani) ale temperaturii şi precipitațiilor atmosferice au fost evidențiate de diferiți climatologi (Șt.M. Stoenescu, 1968, O. Neacşa, 1980, Maria Colette Iliescu, 1991, 1995) prin folosirea, în special a metodei mediilor glisante, care elimină variațiile accidentale şi pe cele de scurtă durată (fig. 65). Alte metode folosite sunt abaterea medie pătratică a diferiților parametri față de normală, metoda anomaliilor termice şi pluviometrice calculate prin criteriul Hellman, metoda indicilor climatici: de Martonne, Palfai, Palmer, Rz (Topor), indicele standardizat de ploaie (ISP) etc. Din variațiile anuale ale temperaturii medii a aerului se evidențiază o tendință clară de creştere a acestora, iar din variațiile cantităților anuale de precipitații se desprinde tendința de scădere față de normală în ultimele două decenii ale secolului trecut.

7.1.3. ***Cauzele variabilității climatice***

Cauzele principale ale variabilității climatice sunt puse tot mai mult, de către majoritatea cercetătorilor, pe seama factorilor antropici. Acest lucru poate fi valabil numai după revoluția industrială şi, îndeosebi, în ultimele decenii ale secolului trecut. Dar ce se întâmplă cu variațiile climatice din perioadele geologice ale Pământului, căror cauze s-au datorat? Desigur, unor cauze naturale. Deci, având în vedere toate modificările climatice despre care s-a vorbit, acestea se datorează atât unor *cauze naturale* cât, mai ales, unor cauze *antropice*.

7.1.3.1. *Cauzele naturale*

Cauzele naturale se împart în: *extraterestre, astronomice, geologice* şi *geografice*.

Cele *extraterestre* ar fi datorate mişcărilor galactice, mai precis duratei diferite a mişcărilor de revoluție a Soarelui în jurul centrului galactic şi variațiilor activității solare. În activitatea solară există mai multe cicluri: simplu, de 11 ani, dublu de 22 ani, ciclurile de lungă durată de 80-90 ani şi cel de 180 ani. Există ipoteza, neverificată în prezent, că ciclicitatea perioadelor glaciare din Precambrian ar fi fost determinată de asocierea acestor două cauze.

Principalele cauze *astronomice* sunt: variațiile orbitei terestre, schimbarea axelor polare, variația vitezei de rotație a Pământului. Variația insolației şi implicit a căldurii de la suprafața terestră este considerată a fi

rezultatul acestor cauze astronomice. Conform teoriei lui Milankovic[29] (1920), între variaţiile orbitei terestre şi cele ale climei, în special ale duratei de strălucire a Soarelui, există o strânsă legătură. Dar, în acelaşi timp, această teorie nu este valabilă în cazul formării calotelor de gheaţă, care nu depind numai de factorul termic, ci şi de circuitul apei, care este exclus (Chiotoroiu, 1997). Se consideră, de asemenea, că schimbarea axei polilor ar sta la baza migrării polilor geografici din regiuni, care în prezent se află la latitudini inferioare, cu modificarea de rigoare a climei. În ceea ce priveşte variaţia vitezei de rotaţie a Pământului, se consideră că micşorarea vitezei ar fi dus la încălziri, iar creşterea acesteia la răciri ale climei.

Cauzele *geologice şi geografice* includ: tectonica plăcilor, erupţiile vulcanice puternice şi cutremurele cu magnitudinea 8-9 pe scara Richter, continentale şi submarine, ca şi impactul meteoriţilor asupra Pământului. Tectonica plăcilor a avut influenţă asupra variabilităţii climatice prin migrarea polilor, mişcările eustatice de ridicare şi coborâre a uscatului şi transgresiune şi regresiune marină. De asemenea, mişcările orogenetice au împiedicat transportul de căldură şi umiditate din aer către poli, cu consecinţe importante asupra limitei zăpezilor şi formării calotelor de gheaţă. Erupţiile vulcanice şi impactul meteoriţilor asupra scoarţei terestre au avut şi au ca rezultat creşterea cantităţii de praf din atmosferă, reducerea serioasă a duratei de strălucire a Soarelui şi a insolaţiei, modificarea bilanţului radiativ al Pământului, care provoacă scăderea temperaturii sub normală. Vulcanismul şi cutremurele submarine au un rol major în apariţia unor anomalii ale interacţiunii ocean-atmosferă. Energia eliberată în timpul acestor evenimente este aşa de mare (ex.: 8×10^{25} ergi la erupţia vulcanilor Tambora, 1815, Krakatoa, 1883, ambii din Indonezia şi la un cutremur de 9 grade), încât ar putea perturba puternic sistemul climatic terestru (D. Lal, 1989, în Chiotoroiu, 1997). După erupţia vulcanului Tambora, temperatura aerului a scăzut cu 1,1°C sub cea normală, anul 1816 fiind considerat „fără vară", iar după erupţia vulcanului Pinatubo (Filipine), din anul 1991, s-a constatat o micşorare a ratei creşterii concentraţiei bioxidului de carbon din atmosferă (după cum se ştie, creşterea concentraţiei de CO_2 duce la creşterea temperaturii prin creşterea efectului de seră). Sunt mulţi cercetători care susţin că vulcanismul ar determina creşterea temperaturii aerului şi nu scăderea ei.

[29] Matematician, geofizician şi astronom sârb (1879-1958).

Impactul meteoriților asupra suprafeței terestre, ca şi erupțiile vulcanice şi cutremurele submarine produc încălzirea aerului şi apei prin deplasarea rapidă a valurilor de şoc (în cazul mărilor şi oceanelor – tsunami), care au un rol major în deteriorarea sistemului ocean-atmosferă şi a interacțiunii dintre cele două medii fizice.

7.1.3.2. *Cauzele antropice*

Cauzele antropice sunt reprezentate prin: *gaze cu efect de seră, despăduriri masive, schimbarea modului de folosință a terenurilor* etc.

Gazele cu efect de seră sunt acele combinații de elemente chimice care prezintă o capacitate mare de absorbție a radiațiilor din domeniul infraroşu al spectrului radiativ solar, considerate răspunzătoare de tendința de încălzire a climei terestre.

Creşterea emisiilor de *gaze cu efect de seră* se datorează activităților umane sporite în domeniile industriei, transporturilor, agriculturii etc. Creşterea acestor activități depinde, la rândul ei, de: dezvoltarea economică, nivelul tehnologiei, rezervele energetice, demografie.

Principalele gaze cu efect de seră sunt: bioxidul de carbon, bioxidul de azot, metanul, clorofluorocarbonații (CFC) sau freonii, ozonul, aerosolii (despre aceste gaze s-a mai vorbit şi în capitolul III, la rolul modificator al factorului antropic asupra climei). Concentrațiile actuale ale acestor gaze în atmosferă sunt mult peste valorile normale. În această situație, ele au un rol în încălzirea sau răcirea climei (părerile sunt controversate, ca şi faptul că variațiile pe care le produc asupra elementelor climatice sunt incluse în fenomenul de variabilitate climatică firească sau aparțin schimbărilor climatice). Gazele cu efect de seră determină încălzirea atmosferei joase şi a suprafeței terestre şi o răcire, prin compensație, a atmosferei înalte.

Bioxidul de carbon acumulat în atmosferă de la începutul secolului al XIX-lea (pus în evidență prin analiza bulelor de aer din masa ghețarilor) a determinat încălzirea suprafeței terestre cu 1,3 W/m², iar împreună cu alte gaze, cu 2,2W/m² (conform calculelor). O dublare a acestei concentrații de bioxid de carbon de la 300 ppmv[30] la 600 ppmv ar determina o creştere a căldurii de 4W/m² şi o ridicare a temperaturii

[30] Părți de milion din volum.

globale în următorii 20-30 ani cu până la 4°-5ºC. Creşterea aceasta a concentraţiei bioxidului de carbon din atmosferă este considerată de mulţi climatologi cauza principală a schimbării climei globale în următorii 100 de ani (o problemă destul de controversată, acceptată de unii şi în acelaşi timp respinsă de alţii), cu implicaţii majore asupra vieţii de pe planetă.

Observaţii şi măsurători exacte asupra concentraţiei de CO_2 din atmosferă au început în anul 1958 la staţiile Mauna Loa (Arhipelagul Hawaii) şi Polul Sud. Investigarea ghețarilor din Antarctida a pus în evidenţă o creştere treptată a concentraţiei de bioxid de carbon în perioada postindustrială (după 1740) şi foarte rapidă în ultimele trei decenii ale secolului al XX-lea (fig. 66). Această creştere rapidă, de la aproximativ 280 ppmv, în 1750, la 370 ppmv, la sfârşitul anului 2001[31], se datorează, în principal, activităţii umane şi arderii combustibililor fosili. Chiar în situaţia sistării emisiilor antropice de bioxid de carbon, concentraţia lui mare din mediul aerian şi cel oceanic nu ar reveni la nivelul preindustrial nici pe parcursul a câtorva secole, deci mult timp, de aici încolo, el va continua să influenţeze clima globului.

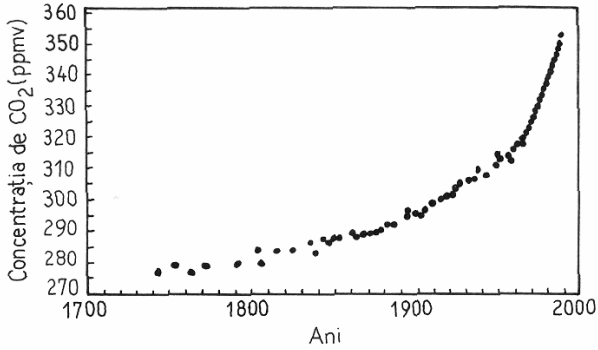

Fig. 66. *Variaţia concentraţiei de dioxid de carbon după anul 1740 pe baza măsurătorilor de la Siple Station, Antarctica şi Mauna Loa, Hawaii*
Sursa: Chiotoroiu, 1997

[31] În mesajul Secretarului General al O.M.M., O.P. Obasi, la Ziua Mondială a Meteorologiei, 23 martie, 2003.

Metanul (CH_4) se află în atmosferă din surse naturale şi antropice. Creşterea concentraţiei sale este legată, în principal, de cultivarea orezului şi creşterea vitelor, în prezent fiind mai mult decât dublă, comparativ cu perioada preindustrială, şi cea mai mare din ultimii 150.000 ani, curba de evoluţie mergând paralel cu creşterea populaţiei. Durata de viaţă a metanului este mică (10 ani) faţă de a altor gaze cu efect de seră. Stabilizarea concentraţiei la nivelul actual presupune o reducere a emisiilor cu 15-20%.

Clorofluorocarbonaţii (CFC) sunt substanţe chimice de origine antropică, foarte nocive, deoarece afectează stratul de ozon stratosferic şi amplifică efectul de seră. La sfârşitul deceniul al 9-lea din secolul al XX-lea, concentraţiile acestor compuşi chimici oscilau între 280 pptv[32] pentru CFC-11 şi 484 pptv pentru CFC-12, care au durate de viaţă de 65 ani şi respectiv 130 ani. Sunt folosiţi în industria chimică drept propulsori ai aerosolilor, refrigeranţi, agenţi generatori de spumă, solvenţi în industrie şi în întreţinerea locuinţelor. Ritmul de creştere a concentraţiei lor în atmosferă este mult mai mare (cu 4% şi peste pe an) decât a altor gaze cu efect de seră. Strategiile mondiale privind reducerea concentraţiei atmosferice a acestor gaze presupun înlocuirea lor cu hidrofluoro-carbonaţi (HFC) şi hidroclorofluorocarbonaţi (HCFC), a căror viabilitate este mai redusă (1- 40 ani).

Ozonul (O_3) din stratosferă are un rol deosebit de important în apărarea suprafeţei terestre de acţiunea nocivă a radiaţiilor ultraviolete şi în procesele chimice din troposferă şi stratosferă, influenţând bilanţul radiativ. Dintre toate dezastrele naturale care ameninţă omenirea în viitorii ani (conform modelelor şi prognozelor climatice, cel mai sumbru şi apropiat ca timp de producere este distrugerea treptată a stratului de ozon. Lipsa acestuia ar făcea viaţa imposibilă pe Terra. În distrugerea stratului de ozon un rol covârşitor îl au creşterea clorofluorocarbonaţilor şi oxidului de azot de natură antropică. O altă cauză ar fi zborul avioanelor supersonice la altitudini mari (18-22 km), deoarece temperatura de funcţionare a reactoarelor acestora este suficient de mare pentru a disocia moleculele de azot ale aerului aspirat. Problema distrugerii stratului de ozon a revenit în atenţia opiniei publice în anul 1985, când s-au publicat rapoartele ştiinţifice privitoare la existenţa unui

[32] Părţi de trilion din volum.

„gol" (gaură neagră) în învelişul de ozon, deasupra Polului Sud. Reducerea cu peste 40% a învelişului de ozon, începând din anul 1977, a fost atât de neaşteptată, încât descoperitorii ei, cercetătorii britanici, au atribuit-o iniţial unei erori tehnice. În ultimii 20 ani, s-a remarcat scăderea ozonului cu 3,4-5,1% în emisfera nordică, la latitudinile temperate, fenomen mai intens în anotimpul de iarnă. Conform convenţiilor internaţionale, se preconizează reducerile emisiilor de CFC, N_2O şi CH_4 şi, în situaţia în care aceste emisii vor fi controlate, pentru anul 2060 se prognozează o reducere a ozonului stratosferic cu 0-4% în zonele tropicale şi cu 4-12% la latitudini medii şi înalte.

7.2. **Riscuri climatice**

În literatura de specialitate, fenomenele naturale periculoase au fost definite diferit, folosindindu-se termeni ca: ***hazarde*** *(Gloyne, Lomas 1980; Bălteanu, 1992; Bogdan, 1994)****, catastrofe, accidente*** *(Falisse, 1992)****, riscuri*** *(Zăvoianu, Dragomirescu, 1994; Ciulache, Ionac, 1995; Bogdan, 1996; Bogdan****,*** *Niculescu, 1999)****, calamităţi, fenomene dăunătoare*** *(Berbecel şi colab., 1970).*

După Bogdan (1996), toată această terminologie reflectă, la modul general, *un ansamblu de fenomene naturale extreme periculoase, cu origini diferite: geologice, geomorfologice, atmosferice, climatice, care fac parte din evoluţia firească a sistemului terestru şi care prin consecinţele lor reprezintă salturi dialectice marcante, trepte sau praguri care au loc după etape mai mult sau mai puţin îndelungate de acumulare de energie. Ele se pot desfăşura cu ritm de evoluţie variabil în timp şi spaţiu – violent, progresiv sau lent* (Bogdan, 1992).

Conform *Dicţionarului Explicativ al Limbii Române* (DEX, 1998), termenul de **risc** este de origine franceză (*risque*) şi înseamnă „posibilitatea de a ajunge într-o primejdie, de a înfrunta un necaz, de a suporta o pagubă, un pericol posibil". În acest context, riscul apare atunci când există o cauză declanşatoare (în cazul nostru, un fenomen meteorologic/climatic), care prin efectele lui poate avea consecinţe nefaste, cu diferite grade de intensitate, până la calamitate, asupra ecosistemelor naturale şi a întregii activităţi economice dintr-o anumită zonă geografică. „Deci, **riscul presupune două laturi şi anume**: pe de o parte, **fenomenul fizic luat ca atare**, respectiv **hazardul** (care se subînţelege), iar pe de alta,

potenţialitatea hazardului respectiv de a produce dezastre (pierderi materiale şi vieţi omeneşti) în diferite grade, suportate de mediu şi societate"(Bogdan, 1996; Bogdan, Niculescu, 1999).

Conform definiţiei I.D.N.D.R., rezultă că **riscul incumbă gradul de vulnerabilitate** al cuiva – populaţie, clădiri, construcţii, activităţi economice, servicii publice etc., care devin elemente de risc supuse riscului – faţă de un anumit fenomen devastator care se cuantifică prin pierderile materiale şi umane pe unitatea de timp, pe baza produsului dintre numărul dezastrelor/an şi numărul pierderilor/dezastru (Zăvoianu, Dragomirescu, 1994; Grecu, 1997).

În ultimii ani, au fost folosite tot mai mult formele prescurtate ale fenomenelor naturale de risc: riscuri naturale, riscuri geologice, riscuri geomorfologice, riscuri climatice (Bogdan, 1992; Ciulache, 1996; Grecu, 1997; Bogdan, Niculescu, 1999). Prin acestea trebuie înţeles fenomenul fizic ca atare, adică hazardul, capabil să determine riscuri, adică, consecinţele, pierderile (Bogdan, Niculescu, 1999).

7.2.1. ***Clasificarea riscurilor***

În cursul de Meteorologie şi Climatologie pentru studenţii ecologi, Ecaterina Ion-Bordei şi Simona Căpşună (2000) nu sunt de acord cu folosirea termenului de risc meteorologic/climatic şi propun unul din termenii: catastrofe, calamităţi sau dezastre. Prin aceştia, autoarele înţeleg „acele evenimente atmosferice care pot avea consecinţe grave pentru om şi omenire: pierderi de vieţi şi pagube deosebit de grave". În lucrare se foloseşte termenul de *calamitate*. După aceste autoare, calamităţile meteorologice pot fi:

1. ***cu declanşare rapidă din cauze pur meteorologice***:
   a. *descărcările electrice, căderile de grindină, vânturile puternice şi aversele legate de norii Cumulonimbus*;
   b. *trombele şi tornadele*;
   c. *ciclonii tropicali*.
2. ***cu viteză medie de producere din cauze pur meteorologice***:
   a. bruma;
   b. *ceaţa;*
   c. *chiciura;*
   d. *poleiul;*
   e. *viscolul.*

3. ***cu viteză lentă de producere din cauze pur meteorologice***:
   a. *secetele*
4. ***cu declanşare rapidă, medie sau lentă, dar din cauze combinate***:
   a. *cutremure asociate sau urmate de ploi diluviale*;
   b. *erupții vulcanice asociate cu ploi diluviale*;
5. ***cu declanşare greu sesizabilă şi din cauze greu de stabilit inițial***:
   a. *distrugerea potențială a stratului de ozon atmosferic*;
   b. *creşterea alarmantă a bioxidului de carbon;*
   c. *schimbarea climei planetei.*

Octavia Bogdan (1996) prezintă o clasificare detaliată a riscurilor meteorologie, după diferite criterii, care a fost ulterior reluată în lucrarea *Riscurile climatice din România* (Bogdan, Niculescu, 1999):

1. **După uzanța cea mai mare**, se acceptă trei categorii de riscuri (Grecu, 1997):
   a. ***tehnologice; antropice***;
   b. ***sociale***;
   c. ***naturale.***
2. **După originea lor,** sunt trei categorii mari cu mai multe subtipuri:
   a. ***riscuri naturale***:
      - *geologice*: cutremure, vulcani, tsunami (valuri oceanice mari provocate de cutremure submarine);
      - *geografice*: climatice: taifunuri, uragane, valuri de frig, valuri de căldură, secete etc.;
      - *hidrologice*: inundații, procese de albie;
      - *geomorfologice*: deplasări masive de teren, curgeri noroioase, procese de versant;
   b. ***riscuri antropice***:
      - *tehnologice*: progresul tehnic, poluarea, radioactivitatea terestră şi atmosferică;
      - *sociale*: creşterea populației, urbanizarea, şomajul;
   c. ***ecologice*****:** deşertificarea, biodiversitatea speciilor.

3. **După modul de manifestare (ritm):**

- *cu caracter violent*: cutremure, vulcani, taifunuri etc.
- *cu caracter progresiv*: furtuni locale însoțite de grindină, perturbații mediteraneene (cicloni mediteraneeni) cu evoluție retrogradă;
- *cu caracter lent*: fenomene de uscăciune, fenomene de secetă, cețuri de radiație şi evaporație.

4. **După pagubele produse**

(după diverse surse citate de Zăvoianu şi Dragomirescu, 1994):

a. ***după Sheehan Hewit***:

- *victime umane:* cel puțin 100 morți;
  cel puțin 100 răniți;
- *pagube aduse economiei:* cel puțin 1 mil. dolari SUA;

b. ***după Swiss Re***:

- *victime umane:* cel puțin 200 morți;
- *pagube aduse economei:* cel puțin 16,2 mil. dolari SUA;

c. ***după Gares, 1994*** (citat de Grecu, 1997):

- *victime umane***:** cel puțin 200 morți.

5. **După suprafața ocupată, durata activă, frecvență, principalele efecte**

(Chardon, 1990, citat de Grecu, 1997)

a. ***gigacatastrofă:*** **-** *explozii vulcanice;*

b. ***megacatastrofă*****:** - *mari seisme*;
- *erupții vulcanice;*
- *secete tropicale;*

c. ***mezocatastrofă:*** - *erupții vulcanice mai mici;*
- *seisme cu intensitate mică;*
- *valuri de frig;*
- *oraje;*
- *tornade;*

d. ***catastrofă****:* - *mici seisme;*
- *tornade;*
- *ploi excepționale*;

e. ***fenomene localizate punctual****:* *procese de versant; torenți noroioşi;*
furtuni cu grindină.

6. **După gradul de vulnerabilitate**[33]:
   a. *riscuri cu vulnerabilitate mică*;
   b. *riscuri cu vulnerabilitate medie*;
   c. *riscuri cu vulnerabilitate mare*.
7. **După viteza de declanşare a fenomenelor atmosferice de risc** (Ciulache şi Ionac, 1995):

a. ***fenomene atmosferice de risc cu declanşare rapidă şi extindere regională:***	*- ciclonii tropicali;*
b. ***fenomene atmosferice de risc cu declanşare rapidă şi extindere locală:***	*- tornade şi trombe;* *- oraje însoţite de vânturi violente şi grindină;* *- trăsnete;* *- averse;* *- grindină;*
c. ***fenomene atmosferice de risc cu viteză de apariţie intermediară:***	*- bruma;* *- chiciura;* *- poleiul;* *- ceaţa;* *- viscolul;*
d. ***fenomene atmosferice de risc cu apariţie lentă:***	*- secetele episodice;* *- secetele cvasipermanente şi permanente;*
e. ***fenomene de risc datorate combinării unor factori meteorologici şi nemeteorologici:***	*- avalanşele;* *- undele de maree;*
f. ***alte fenomene atmosferice de risc cu caracter spectacular:***	*- vânturi neperiodice: - calde (de tip Foehn);* *- reci (de tip Bora);* *- furtuni de nisip şi praf;* *- depuneri de zăpadă şi gheaţă.*

[33] Gradul de pierderi de la 0 la 100%, ca urmare a potenţialităţii unui fenomen de a produce victime şi pagube materiale (după I.D.N.D.R.).

8. **După zonele climatice în care se produc riscurile atmosferice** (Bogdan, 1994)

a. riscuri climatice din zona intertropicală

- *ciclonii tropicali*: - uragane;
  - taifunuri;
  - tornade;
- *musonii;*
- *secete permanente*;

b. ***riscuri climatice din zonele subtropicale*** (circummediteraneene):

- *seceta mediteraneană;*
- *ciclonii mediteraneeni* (violenți);
- *valuri de ger şi îngheț;*
- *căderi abundente de zăpadă;*
- *viscole;*

c. ***riscuri climatice din zona temperată:***

- *cicloni oceanici* (precipitații bogate);
- *perturbații mediteraneene* (cicloni mediteraneeni cu evoluție retrogradă);
- *furtuni cu grindină;*
- *valuri de călduri caniculare;*
- *secete episodice;*
- *valuri de răciri masive;*
- *înghețuri foarte timpurii şi foarte târzii;*
- *vânturi violente* (doborâturi de arbori);
- *ninsori abundente;*
- *viscole* (înzăpeziri);
- *avalanşe;*

d. ***riscuri climatice din zona subpolară (subarctică) locuită:***

- *valuri de călduri care determină topirea gheții;*
- *avalanşe de zăpadă şi blocuri de gheață;*
- *ninsori foarte abundente;*
- *viscole deosebit de violente;*
- *inundații;*

Aceleaşi autoare propun următoarea clasificare mai complexă:

9. **După modul de manifestare la debut şi pe parcursul evoluţiei, ca şi după suprafaţa ocupată** (Bogdan, 1996)**:**
   a. ***riscuri climatice cu declanşare rapidă, evoluţie rapidă şi extindere zonală:***
      - *ciclonii tropicali*: - uragane;
        - taifunuri;
      - *musonii*: - ecuatoriali;
        - tropicali;
        - extratropicali;
   b. ***riscuri climatice cu declanşare rapidă, evoluţie rapidă şi extindere regională:***
      - *tornade;*
      - *cicloni oceanici;*
      - *precipitaţii abundente* (inundaţii);
      - *oraje;*
      - *valuri de frig şi de căldură;*
      - *vânturi violente* (doborâturi de arbori);
      - *viscole* (înzăpeziri);
      - *vânturi locale (de tip Foehn, Bora, Suhovei)* etc.;
   c. ***riscuri climatice cu declanşare rapidă, evoluţie progresivă (care determină o succesiune de fenomene) şi extindere regională:***
      - *perturbaţii mediteraneene* (cicloni mediteraneeni cu evoluţie retrogradă);
   d. ***riscuri climatice cu declanşare rapidă, evoluţie rapidă şi extindere locală:***
      - *averse* (de ploaie, lapoviţă, ninsoare);
      - *furtuni cu grindină şi oraje;*
      - *trăsnete;*
      - *trombe;*

e. ***riscuri climatice cu declanşare lentă, evoluţie lentă şi extindere zonală:***
- *secete permanente tropicale;*
- *ceaţa:* - de advecţie (frontală);
- oceanică;
- arctică / antarctică;

f. ***riscuri climatice cu declanşare lentă, evoluţie lentă şi extindere regională sau locală:***
- *inversiunile de temperatură;*
- *fenomenele de iarnă:* - îngheţul;
- bruma;
- poleiul;
- ninsoarea;
- depunerea de gheaţă;
- *ceaţa:* - de radiaţie;
- de evaporaţie;
- *fenomenele de uscăciune;*
- *secetele episodice.*

10. **După sezonul în care se produc** (Bogdan, 1996):

a. ***riscuri climatice din perioada rece a anului***:
- *inversiunile de temperatură;*
- *valurile de frig;*
- *îngheţul, bruma, poleiul;*
- *ninsorile abundente;*
- *stratul de zăpadă* (troienit);
- *avalanşele de zăpadă;*
- *viscolul;*
- *depunerile de gheaţă;*

b. ***riscuri climatice din perioada caldă a anului***:
- *valurile de căldură;*
- *incendiile naturale;*
- *suhoveiurile;*
- *aversele;*
- *furtunile cu grindină;*
- *trăsnetele;*
- *precipitaţii excedentare;*

c. ***riscuri climatice caracteristice sezoanelor de tranziție***:
- *ceața:* - advectivă;
  - radiativă;
  - mixtă;
- *cele mai timpurii înghețuri de toamnă;*
- *cele mai târzii înghețuri de primăvară;*
- *cele mai timpurii ninsori şi viscole;*
- *cele mai târzii ninsori şi viscole;*
- *precipitații abundente* (uneori inundații);

d. ***riscuri climatice posibile în tot timpul anului***:
- *fenomene de uscăciune;*
- *fenomene de secetă.*

După cum se observă din această prezentare a clasificării riscurilor climatice, în zona de climă temperată există cele mai multe şi variate tipuri de riscuri climatice. În cele ce urmează, sunt prezentate câteva riscuri climatice caracteristice României, aflată în zona de climă temperată, tipul de climat continental de tranziție.

7.2.2. ***Riscuri climatice în România***

Se clasifică după perioada din an în care se produc în: *riscuri climatice din semestrul rece*; *riscuri climatice din semestrul cald, riscuri climatice posibile tot anul*.

7.2.2.1. *Riscuri climatice din semestrul rece*

Dintre toate fenomenele climatice de risc specifice semestrului rece al anului sunt analizate succint şi exemplificate **valurile de frig şi singularitățile termice negative**. Pe teritoriul României, apariția acestor tipuri de riscuri se datorează poziției principalilor centri barici care determină deplasarea maselor de aer şi, în mod deosebit, configurației reliefului. La adăpostul Munților Carpați, în regiunile depresionare, stagnarea aerului rece, continentalizarea aerului polar în regim anticiclonic, conduce la apariția unor temperaturi minime deosebit de scăzute, cu efecte păgubitoare asupra vieții şi activității umane. Sunt considerate ca cele mai intense răciri temperaturile ≤ –10°C (după valorile medii lunare) şi ≤ –30°C (după temperaturile minime). Frecvența cea mai mare a răcirilor masive (47,3%) se constată în regiunile extracarpatice sudice şi sud-estice, aflate sub influența directă a maselor de aer continental, iar cea mai mică (24,1%), în regiunile muntoase, cu depresiuni intracarpatice, care sunt cel mai mult expuse răcirilor (tabelul 18). Explicația este de ordin tehnic şi se datorează numărului redus de stații meteorologice din această regiune.

Tabelul 18. *Frecvența răcirilor masive în raport cu influențele climatice exterioare şi rolul de baraj orografic al Carpaților*

Regiunile din vestul şi nord-vestul României		Regiunile din sudul şi sud-estul României	Regiunile muntoase		
Nr. caz.	%	Nr. caz.	%	Nr. caz.	%
32	28,6	53	47,3	27	24,1
Total număr de cazuri = 112 Total % = 100					

Sursa: Bogdan (1998); Bogdan, Niculescu, (1999)

Răcirile sub –38°C (cele mai severe) s-au înregistrat numai în depresiunile intramontane din estul şi sud-estul Transilvaniei sau, la mare altitudine, pe crestele Carpaților: –38,0°C la Joseni (Depresiunea Giurgeu) şi la Vf. Omu, în Munții Bucegi (altitudinea de 2.504 m) – 38,4°C la Miercurea Ciuc (Depresiunea Ciucurilor –38,4°C la Bod (Depresiunea Braşov), valoare care reprezintă şi minima absolută înregistrată în România, în data de 25. 01. 1942. Temperaturile minime absolute, egale şi mai mici (≤) de –34°C, sunt prezentate în tabelul 19. Se observă că din 22 de cazuri, cele mai multe (12) s-au înregistrat în zona montană, în depresiuni şi la altitudine.

7.2.2.2. *Riscuri climatice din semestrul cald*

În semestrul cald, specifice sunt *valurile de căldură* şi *singularitățile termice pozitive,* produse ca urmare a advecțiilor aerului tropical continental, şi *furtunile cu grindină.* Frecvența cea mai mare a încălzirilor a avut loc în august-septembrie 1946 (trei faze, pe 14, 19 şi 20 august şi una pe 8 septembrie), august 1952 şi iulie 1957, cu câte trei faze de încălzire. Ani cu două faze de încălziri masive au fost: august 1945 şi 1951, iulie 1916, 1950, 1985, 1988, iulie şi august 2000. În timpul acestor faze s-au înregistrat temperaturi maxime ≥40°C (caniculare), multe dintre ele reprezentând maxime absolute la stațiile respective şi maxima absolută în România (tabelul 20).

Tabelul 19. *Temperaturi minime absolute ≤–34 °C înregistrate în timpul celor mai puternice răciri din ultimul secol*

Nr. crt.	Stația	Altitudinea (m)	T. minimă (°C)	Data înregistrării
1	Timişoara	91	–35,3	29.01.1963
2	Dej	246	–35,2	18.01.1963
3	Cluj Napoca	363	–34,2	23.01.1963
4	Mediaş	294	–35,0	25.01.1942
5	Dumbrăveni	320	–34,2	24.01.1963
6	Craiova	105	–35,5	25.01.1963
7	Roşiori de Vede	103	–34,6	25.01.1942
8	Alexandria	45	–34,8	24,25.01.1942
9	Focşani	60	–34,0	15.01.1893
10	Iaşi	104	–36,3	01.02.1937
11	Cârlibaba	1.050	–37,2	27.01.1954
12	Vatra Dornei	807	–36,5	13.01.1950
13	Poiana Stampei	850	–34,3	23.01.1963
14	Toplița	687	–34,8	13.02.1935
15	Joseni	750	–38,0	18.01.1963
16	Gheorghieni	815	–35,0	11.02.1929
17	Miercurea Ciuc	661	–38,4	14.01.1985
18	Sfântu Gheorghe	561	–34,9	13.01.1985
19	Bod	508	–38,5	25.01.1942
20	Întorsura Buzău	707	–35,5	13.01.1985
21	Vârfu Omu	2.504	–38,0	10.02.1929
22	Vârfu Țarcu	2.190	–34,4	03.01.1979

Sursa: Bogdan (1998); Bogdan, Niculescu (1999)

Tabelul 20. *Temperaturi maxime absolute ≥ 40°C în perioada 1896-1990 în România*

Staţia meteorologică	Altitudinea (m)	Temperatura maximă (°C)	Data producerii
Arad	101	40,4	16.08.1952
Sânnicolau Mare	84	40,5	06.07.1950
Timişoara	91	41,0	16.08.1952
Lugoj	124	41,5	20.08.1946
Oravița	308	42,0	29.06.1958
Alba Iulia	248	42,5	16.08.1952
Orşova	53	42,5	17.08.1952
Strehaia	140	43,5	20.08.1946; 08.09.1946
Craiova	105	41,5	05.07.1916
Corabia	43	42,0	20.08.1945
Turnu Măgurele	29	43,2	25.07.1987
Roşiori de Vede	103	42,2	25.07.1987
Giurgiu	17	42,8	25.07.1987
Slobozia	27	44,0	10.08.1951
Mărculeşti	40	41,5	10.08.1951
Grivița	50	40,9	19.08.1951
Ion Sion	50	44,5	10.08.1951
Râmnicu Sărat	140	41,0	20.07.1987
Târgu Ocna	263	40,8	05.07.1916
Huşi	102	40,2	03.07.1938
Iaşi	100	40,0	27.07.1909

Sursa: Bogdan (1998), Bogdan, Niculescu (1999)

Asemenea temperaturi maxime se înregistrează, de regulă, în regiunile de câmpie şi dealuri joase, situate la exteriorul Carpaților. În timpul producerii unor astfel de temperaturi maxime în aer, la suprafața solului temperatura maximă atinge şi depăşeşte 70°C. La Ion Sion, în 10. 08. 1951, temperaturii maxime record de 44,5°C i-a corespuns la sol maxima de 74,7°C. Asemenea situații se produc foarte rar (o dată într-un secol) şi sunt specifice regiunilor expuse influenței continentale excesive (în situația de față, Câmpia Bărăganului).

Furtunile cu grindină se produc în zilele calde de vară, în condiţii de regim anticiclonic, cu contraste termice locale (de aici şi caracterul punctiform al fenomenului), datorită încălzirii diferite a suprafeţei active, neuniformă şi neomogenă, care provoacă curenţi de aer puternici ascendenţi, convecţie termică puternică şi formarea norilor Cumulonimbus, cu mare dezvoltare verticală. O altă cauză este pătruderea fronturilor reci, în care masa de aer rece dislocă rapid masa de aer cald prin convecţie dinamică, ascensiunea aerului poate atinge, uneori, nivelul de 10-12 mii de m altitudine, accentuată şi de convecţia termică. Răcirea aerului în mişcare ascendentă este puternică, se formează nori de tip Cumulus, care se transformă în Cumulonimbus, ale căror părţi mediane şi vârfuri ajung în zona de formare a cristalelor de gheaţă. Boabele de grindină cad cu viteze şi intensităţi foarte mari, fiind însoţite de vânturi puternice şi descărcări electrice. Frecvenţa zilelor cu grindină este prezentată în tabelul 21.

Tabelul 21. *Frecvenţa (%) zilelor cu grindină*

Staţia	Numărul anual de zile cu grindină								Total
	0	1	2	3	4	5	6-10	≥ 11	%
Vf. Omu	2,5	7,5	5,0	7,5	12,5	7,5	45,0	12,5	100
Câmpina	24,4	28,7	12,2	14,3	14,3	2,0	4,1	-	100
Bucureşti-Băneasa	25,0	33,3	25,0	14,6	2,1	-	-	-	100
Constanţa	56,8	27,0	10,8	2,7	2,7	-	-	-	100

Sursa: Iliescu, Popa (1983)

Cazuri deosebite de furtuni cu grindină produse în România sunt: la Brăila, în 6-7 iunie 1880 (descrisă de Ştefan Hepites în 1881); în judeţul Iaşi, în data de 4 august 1950 (descrisă în Buletinul Meteorologic lunar); în Câmpia Bărăganului, în 24 iulie 1967 (descrisă de Octavia Bogdan în 1980); în sudul ţării, în noaptea de 26-27 august 1967 (descrisă de Florica Militaru, 1967); în oraşul Iaşi în data de 18 august 1969 (descrisă de Elena Erhan, 1980); la Otopeni şi Bucureşti-Băneasa, în 18 iunie 1979 (descrisă de D. Bacinschi, N. Ion Bordei şi V.Creţeanu); la Oradea şi împrejurimi, în 31 iulie 1991 (descrisă de I. Stăncescu, în 1991). Cauzele genetice în aceste cazuri sunt diferite, dar în comun au aria restrânsă de producere, amploarea fenomenului prin mărimea bobului de grindină (cea

mai mare, 5-6 cm, la Otopeni şi Bucureşti-Băneasa) şi cantitatea de apă căzută, pagubele materiale importante, îndeosebi în agricultură, dar şi asupra locuinţelor, autoturismelor, pădurilor, solurilor etc.

7.2.2.3. *Riscuri posibile în oricare anotimp al anului*

În această categorie intră *fenomenele de uscăciune* şi *secetă, dar şi inundaţiile.*

Seceta este un fenomen meteoclimatic complex, care presupune umiditate insuficientă în aer şi sol, datorită absenţei precipitaţiilor o perioadă îndelungată (peste 10-14 zile consecutive în anotimpul cald şi peste 1 lună în intervalul rece al anului). Secetele sunt de mai multe tipuri: *seceta atmosferică, seceta solului* (edafică, pedologică sau pedosferică), *seceta hidrologică*, *seceta hidrogeologică*, *seceta mixtă* şi *seceta agricolă*. **Seceta atmosferică** se datorează, în principal, absenţei precipitaţiilor, scăderii umezelii relative a aerului sub 40% în condiţiile unor temperaturi ridicate în aer. **Seceta solului** se datorează scăderii rezervei de apă accesibile plantelor până la nivelul coeficientului de ofilire. Cauzele sunt aceleaşi ca şi la seceta atmosferică, în plus se adaugă consumul mare de apă al plantelor până în fazele cu cerinţe sporite pentru apă (înflorire-fructificare). **Seceta hidrologică** se datorează absenţei precipitaţiilor şi temperaturilor ridicate, care duc la o evaporare accentuată a apei din râuri, lacuri etc., care se manifestă prin reducerea nivelurilor şi debitelor. **Seceta hidrogeologică** reprezintă coborârea nivelului pânzei freatice din cauza absenţei îndelungate a precipitaţiilor atmosferice. **Seceta mixtă** este o combinaţie care include toate tipurile de secetă menţionate. **Seceta agricolă** este cea mai complexă, deoarece sunt implicate mai multe medii naturale: atmosfera, pedosfera, hidrosfera şi biosfera. Seceta agricolă exprimă sintetic gradul de asigurare neadecvată a cerinţelor de apă ale sistemului atmosferă-plantă-sol; ea se produce în situaţia în care precipitaţiile dintr-un anumit interval de timp şi rezerva de apă existentă în sol nu satisfac necesarul unui sistem agricol pentru atingerea unei productivităţi biologice optime (Povară, 2000). Din punct de vedere agricol, o lună poate fi secetoasă chiar dacă au căzut ploi ce au totalizat cantităţi mai mari decât cele normale, în situaţia în care au fost repartizate în afara perioadelor critice pentru apă ale plantelor. De asemenea, o lună poate fi secetoasă pentru plante chiar dacă din punct de vedere climatologic a plouat normal, în situaţia în care rezerva de apă din

sol nu satisface consumul de apă al plantei sau dacă temperatura din aer a depăşit pragul critic de rezistenţă a acesteia.

Secetele sunt determinate de abaterea negativă a cantităţilor de precipitaţii faţă de normala climatologică (media multianuală) în cadrul variaţiilor climatice neperiodice, abateri considerate anomalii negative. Aceste abateri pun în evidenţă cele mai secetoase luni sau cei mai secetoşi ani şi perioade, în funcţie de nivelul la care s-a efectuat analiza (tabelul 22). Pe teritoriul României, abaterea cea mai mică s-a înregistrat pe litoralul Mării Negre şi cea mai mare în extremitatea de sud-vest a Câmpiei Române.

Tabelul 22. *Cele mai mici cantităţi anuale de precipitaţii şi abaterea lor în sudul României*

Staţia	Cantitatea (mm)	Anul	Media multianuală	Abaterea (mm)
Drobeta Tr. Severin	328,5	1907	680,1	–351,6
Vânju Mare	165,0	1903	502,0	–337,0
Turnu Măgurele	212,0	1925	518,0	–306,0
Suhaia	146,0	1934	485,0	–339,0
Buzău	306,8	1934	508,7	–201,9
Brăila	179,0	1951	440,0	–261,0
Bucureşti-Filaret	277,2	1945	590,2	–313,0
Călăraşi	245,8	1894	495,1	–249,3
Sulina	133,0	1920	359,0	–226,0
Constanţa	203,0	1953	380,8	–177,8
Mangalia	164,0	1896	378,0	–214,0

Sursa: Bogdan, Niculescu (1999)

Lunile deficitare în precipitaţii se grupează în perioade lungi de secetă, chiar de mai mulţi ani, întrerupte sporadic de perioade scurte ploioase, care însă nu modifică trăsătura de ansamblu a perioadei. Grupările de ani secetoşi sunt mai mari (până la 10-13) decât cele de ani ploioşi (1-2). Secetele se pot produce în ani singulari sau se pot grupa în perioade de ani consecutivi secetoşi, perioadele secetoase cele mai frecvente fiind cele de câte 2 ani consecutivi (tabelul 23).

Tabelul 23. *Perioade secetoase consecutive*

Staţia / Perioada	2 ani	3 ani	4 ani	5 ani
Drobeta -Turnu Severin	1890-1891 1893-1894 1902-1903 1917-1918 1942-1943 1964-1965 1977-1978		1906-1909	1921-1925 1946-1950
Călăraşi	1887-1888 1967-1968 1973-1974 1976-1977 1989-1990	1883-1885 1916-1918 1936-1938 1956-1958 1992-1994	1960-1963 1982-1985	
Constanţa	1923-1924 1945-1946 1950-1951 1982-1983 1985-1986 1989-1990	1896-1898 1916-1918 1992-1994		1934-1938

Sursa: Bogdan, Niculescu (1999)

Ca repartiţie teritorială, secetele cele mai frecvente, cu durate şi intensităţi mari, se produc la exteriorul Carpaţilor, îndeosebi în Câmpia Română, Podişul Dobrogei şi al Moldovei, ca urmare a influenţelor submediteraneene (sud-vestul Olteniei), continentale excesive (Câmpia Bărăganului şi sudul Moldovei) şi pontice (Dobrogea). Local, ele pot fi datorate efectelor de foehn (în zona de Curbură a Carpaţilor). Impactul negativ cel mai evident îl au asupra agriculturii şi, implicit, asupra întregii activităţi umane.

7.3. **Schimbări climatice**

7.3.1. ***Schimbări climatice globale***

Problema schimbărilor climatice, între a fi şi a nu fi, este destul de controversată. Pe plan mondial, inclusiv la nivelul O.M.M. şi al altor organisme internaţionale, există certitudinea că, în prezent, clima globului se află într-o schimbare, mai precis, în încălzire, datorată creşterii în atmosferă a concentraţiei gazelor antropice cu efect de seră şi, în mod particular, a bioxidului de carbon. În acelaşi timp, mulţi cercetători sunt de părere că aceste modificări ale climei, mai bine spus abateri de la starea de normalitate a climei, fac parte, firesc, din variabilitatea neperiodică a climei şi sunt premergătoare unei schimbări climatice. Fapte concrete vin în sprijinul acestor afirmaţii. Astfel, din anul 1860 şi până în prezent, temperatura medie globală a crescut cu 0,6ºC, anul 1998 a fost cel mai cald din istoria înregistrărilor, iar anul 2001 s-a situat pe locul al doilea.

Preocupările O.M.M. în studierea sistematică a Sistemului Climatic Global, s-au materializat la prima Conferinţă Mondială asupra Climei din anul 1979, prin înfiinţarea Programului Climatic Mondial şi a părţilor componente. În 1988, O.M.M., în colaborare cu Programul de Mediu al Naţiunilor Unite, a stabilit Comisia Interguvernamentală pentru Schimbările Climatice. Aceasta trebuia să evalueze toate informaţiile ştiinţifice despre schimbările climatice şi impactul lor socio-uman şi de mediu, ca şi dezvoltarea strategiilor de răspuns la acest impact. Primul raport de evaluare al Comisiei (1990) a declanşat negocierile de constituire a Convenţiei-Cadru pentru Schimbări Climatice, care s-a semnat la Rio de Janeiro (1992). Al doilea Raport de Evaluare (1995) a pregătit negocierea Protocolului de la Kyoto al Convenţiei-Cadru a Naţiunilor Unite pentru Schimbări Climatice. Al treilea Raport de Evaluare a fost elaborat în septembrie 2001. În concluziile prezentate se specifică: „există o dovadă nouă şi clară că o mare parte din încălzirea observată în ultimii 50 de ani se datorează activităţilor umane" (Obasi, 2003). În acelaşi timp, predicţiile (prognozele) referitoare la evoluţia climei au la bază rezultatele oferite de modelele complexe de circulaţie generală atmosferă-ocean[34] şi de scenariile creşterii emisiilor de gaze cu

[34] G.C.Ms. – *General Circulation Models.*

efect de seră. Este de semnalat faptul că rezultatele acestor modele sunt destul de satisfăcătoare, dacă ne referim la simulările climei curente, ale fenomenului El Niño, musonilor, perioadelor din trecutul apropiat (impactul erupției vulcanului Pinatubo din anul 1991 asupra temperaturii medii globale de suprafață). De asemenea, acest raport arată că temperatura medie globală, în perioada 1990-2100, ar putea creşte cu 1,4ºC până la 5,8ºC, o rată a încălzirii mult mai mare decât pe parcursul secolului XX, şi este posibil să fie fără precedent în ultimii 10.000 de ani. În acest sens, trebuie ştiut că diferența termică dintre erele glaciare şi cea actuală este de numai 5ºC, iar riscul schimbării radicale a climei planetei începe de la creşterea temperaturii cu peste 1ºC. Aceasta ar însemna topirea calotelor de gheață din Groenlanda şi Antarctica. În viitoarele condiții, nivelul mării va creşte cu 9 cm până la 88 cm între 1990 şi 2100, iar impactul socio-economic va fi imens asupra zonelor costiere, cu toate activitățile specifice. Creşterea temperaturii va fi asociată cu extreme climatice (secete şi inundații), care, asociate fenomenului El Niño, ar putea fi şi mai severe. Se aşteaptă şi la o posibilă variabilitate a ploilor musonice din Asia, se estimează retragerea calotelor de gheață şi a gheţarilor (în prezent, fenomenul este evident pe muntele Kilimandjaro). O mare problemă este aceea că schimbările climatice vor persista la nivel de secole, datorită timpului de rezidență atmosferică al bioxidului de carbon care este foarte lung (în situația în care concentrația acestui gaz va fi stopată la nivelul actual), ca şi a CFC-urilor, responsabile de distrugerea stratului de ozon. Chiar dacă aceste sumbre previziuni nu se vor adeveri, omenirea va fi supusă unui pericol iminent, legat de creşterea în intensitate şi frecvență a fenomenelor de risc climatic, manifestată tot mai des, în ultimii ani şi în prezent, prin furtuni violente, inundații catastrofale, secete devastatoare, valuri de călduri tropicale sau de înghețuri, pe mari suprafețe geografice, care, din nefericire, corespund statelor cu economii nedezvoltate, sărace şi cu o densitate mare a populației. În acest sens, cifrele date publicității sunt de coşmar. Peste 1 miliard de persoane suferă din cauza lipsei de apă, iar 30.000 mor zilnic din cauza bolilor transmise pe calea apei. În ultimul deceniu, zonele împădurite ale globului s-au diminuat cu o suprafață echivalentă cu cea a Mexicului, iar în ultimii 30 de ani, calota glaciară a pierdut 40% din grosime şi anual se reduce cu o suprafață echivalentă cu a Olandei.

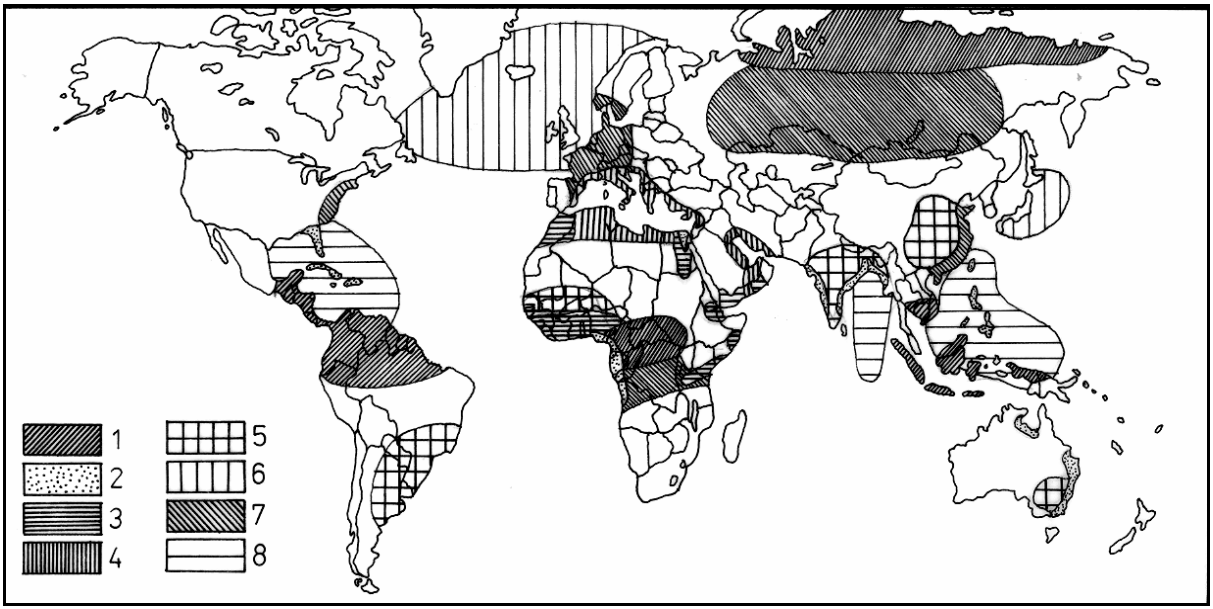

Fig. 67. *Harta dezastrelor naturale în anul 2050*
1- despăduriri; 2- creşterea nivelului mării; 3- fond agricol afectat; 4-deficit major de apă; 5-fond agricol afectat şi deficit major de apă; 6-fond piscicol afectat; 7-risc epidemiologic ridicat; 8-furtuni tropicale severe
Sursa: O.N.U., O..M..M.

Nivelul oceanelor creşte permanent şi temperatura apei atinge tot mai frecvent valoarea critică de 28ºC, la care se formează ciclonii tropicali. În ultimul deceniu al secolului XX s-au produs 4.777 de dezastre naturale, în urma cărora au fost 880.000 de victime, 1.880 milioane de oameni fără adăpost şi pagube materiale estimate la 685 miliarde USD (Raport prezentat la Summit-ul Mondial de la Johannesburg, 2002).

Harta dezastrelor prognozate pentru anul 2050 (fig. 67), în situaţia în care organismele internaţionale abilitate nu vor interveni în stoparea cauzelor acestora, situează zonele cu gradul cel mai ridicat de vulnerabilitate la producerea riscurilor climatice şi antropice, în teritoriile ce aparţin statelor cu cele mai slabe posibilităţi de dezvoltare economică şi socială. În acest sens, O.M.M., prin Programul Mondial de Cercetare Climatică pentru creşterea corectitudinii predicţiilor climatice cu ajutorul unor modele tot mai performante, vizează o înţelegere cât mai corectă a proceselor climatice determinate de rolul criosferei, de distribuţia şi dinamica emisiilor de gaze cu efect de seră şi de rolul vegetaţiei uscatului şi oceanelor. Proiectul CLIVAR[35] devine, astfel, un instrument principal în studierea variabilităţii şi predicţiilor climatice pe termen lung.

7.3.2. ***Schimbări climatice în România***

În contextul general al variabilităţii climei României, au fost efectuate cercetări asupra tendinţei generale de evoluţie a climei, implicit asupra variaţiei cantităţii totale de ozon, variaţiilor seculare ale temperaturii aerului, precipitaţiilor atmosferice şi indicilor termo-pluviometrici, dar şi asupra efectelor acestora în diferite domenii ale activităţii umane, în special asupra agriculturii.

În privinţa variaţiei cantităţii totale de ozon, aceasta a putut fi evidenţiată după anul 1980, când au început măsurătorile cu spectrofotometrul de ozon Dobson 121, la Observatorul Aerologic Bucureşti. Pentru perioada 1980-1990, s-a constatat o tendinţă de scădere a cantităţii totale de ozon cu 20 unităţi Dobson (5,8% din media de 343 unităţi Dobson), care se înscrie în tendinţa generală de scădere a ozonului la latitudinea de 45ºN, fapt pus în evidenţă prin măsurătorile din reţeaua mondială (Frimescu, Manea, 1992).

[35] Variabilitate şi predictibilitate climatică.

Variațiile seculare ale temperaturii aerului şi precipitațiilor atmosferice au fost puse în evidență, pentru diferite regiuni geografice sau la nivelul întregii țări, prin folosirea unor metode diferite: medii glisante pe anumite intervale de ani (5, 7, 10), tendința lineară şi polinomială (Iliescu, 1992, 1994, 1995; Bogdan, Cheval, 1998; Cheval, 2000; Săraru, 2000; Dumitraşcu, Douguedroit, 2002; Văduva, 2003). Indiferent de metoda folosită, concluziile diverşilor autori sunt similare: temperatura medie anuală a aerului, în ultimii 10-20 de ani, a prezentat o tendință de creştere uşoară (0,2ºC…0,6ºC), comparativ cu media multianuală, evidentă îndeosebi în sudul țării, încălzirea climei din aceste regiuni fiind în concordanță cu încălzirea globală a climei.

Variațiile seculare ale cantităților de precipitații prezintă abateri (anomalii) față de „normală" cu sens şi valori diferite (fig. 68). Se observă tendința evidentă de scădere a precipitațiilor începând din deceniul 9 al secolului trecut, până la sfârşitul mileniului 2, anul 2000 prezentând cele mai scăzute cantități de precipitații, fiind considerat la fel de secetos ca şi anul 1946 (anul „marii secete"). O tendință de diminuare continuă a cantităților de precipitații este evidentă şi pe litoralul românesc al Mării Negre, îndeosebi în dreptul Deltei Dunării, la Sulina (fig. 69).

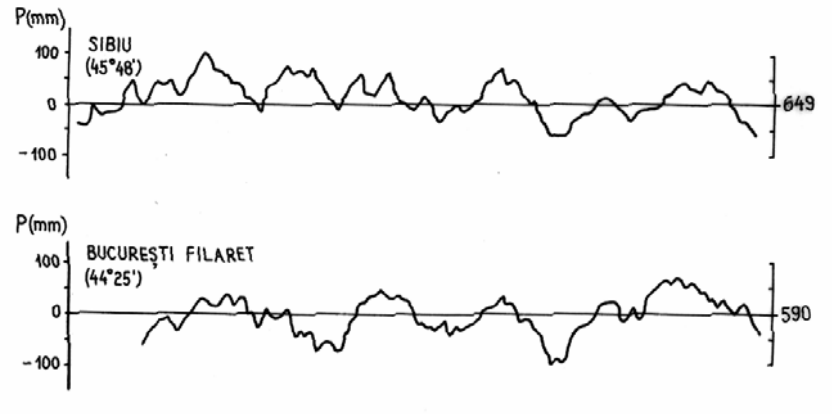

Fig. 68. *Abaterea mediilor glisante pe 10 față de normală a cantităților anuale de precipitații*
Sursa: Iliescu, 1992

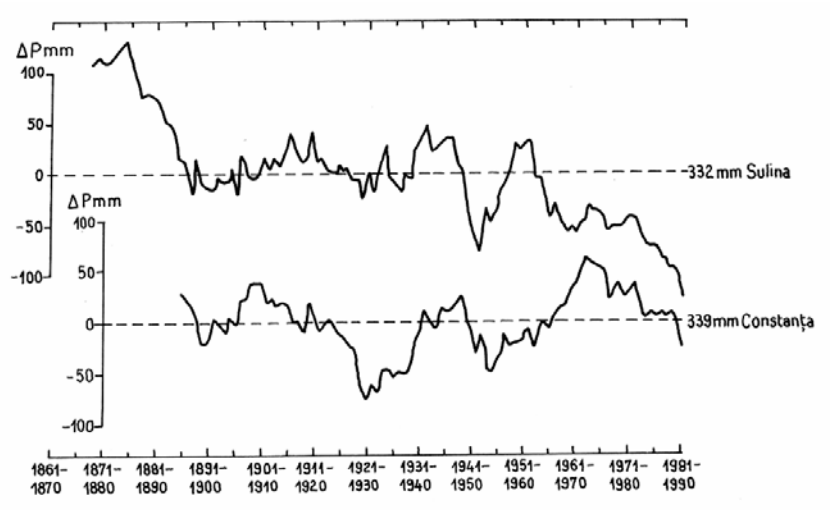

Fig. 69. *Abaterea cantităților anuale de precipitații față de normală*
Sursa: Bogdan şi colab., 1993

O altă metodă prin care se pun în evidență anumite tendințe de evoluție ale variabilelor atmosferice este aceea a indicilor climatici. Aceştia au la bază raportarea cantităților anuale sau lunare de precipitații la temperatura medie a aerului (şi alte elemente climatice) pe aceeaşi perioadă considerată. Cei mai folosiți indici climatici, pentru stabilirea tendinței de evoluție climatică într-o anumită regiune geografică, sunt: indicele de ariditate de Martonne, indicele de umezeală Thornthwaite, indicii hidrotermici Seleaninov, Bov, indicele pluviometric Rz Topor, indicele Palfai etc. Ei reprezintă relații matematice între principalele variabile climatice, de obicei temperatura, precipitațiile şi vântul. În cazul ultimului indice climatic menționat, conform datelor prezentate de autor (Topor, 1964), valorile peste 100 caracterizează un regim ploios, iar cele sub 25, un regim secetos. Între aceste două limite se situează un regim pluviometric optim (46,6-71,5), semiuscat (24,4-46,5) şi semiploios (71,6-100). Maria Colette Iliescu (1993, 1995) a folosit metoda indicilor termo-pluviometrici pentru a stabili variația seculară şi tendința de

evoluție a climei pe teritoriul României. Concluziile au demonstrat că, în cei peste 120-140 de ani de observație (1850-1990), au existat patru scăderi generale ale valorilor indicilor (calculați prin diferență, cu ajutorul abaterilor reale ale temperaturii şi precipitațiilor, față de „normală"), ce reprezentau perioade ploioase cu temperaturi scăzute şi cinci intervale secetoase, ultimele decenii încadrându-se în al cincilea interval secetos (fig. 70), care se continuă şi în prezent, îndeosebi în regiunile geografice din sudul țării.

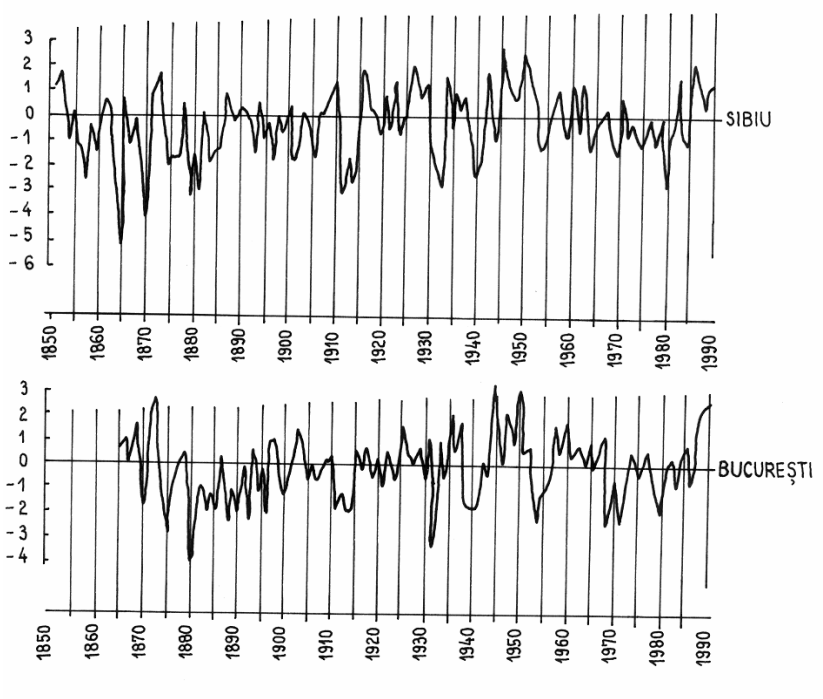

Fig. 70. *Variația seculară a indicilor termo-pluviometrici anuali*
Sursa: Iliescu, 1995

Toate studiile efectuate de către cercetătorii români asupra tendinţei de variaţie a climei în ţara noastră concluzionează că, pe teritoriul României, nu pot fi puse în evidenţă variaţii semnificative ale principalelor elemente climatice care să conducă la ideea schimbării climei, adică la înlocuirea climei de referinţă cu un alt tip de climat. Există, totuşi, o uşoară tendinţă de creştere a temperaturii coroborată cu tendinţa de scădere a cantităţilor anuale de precipitaţii, evidente atât în regiunile interioare, îndeosebi în cele sudice, cât şi pe litoralul Mării Negre. În ceea ce priveşte această din urmă regiune naturală, s-a constatat o tendinţă de creştere a nivelului mării cu 33,9 cm la Sulina, în perioada 1869-1966 (Şelariu, 1972), iar pe perioada 1930-1980, cu 5 cm. De asemenea, în urma studierii modificărilor morfo-hidrografice ale ţărmului românesc, s-a stabilit o variaţie a nivelului mării de la –1,53 cm în 1943 la + 29,7 cm în 1970, rezultând, astfel, o tendinţă pozitivă, ce face, de altfel, parte dintr-o variaţie ciclică, cu o perioadă de 15 ani, vârfuri înregistrându-se în anii 1939-1940, 1955, 1970 şi 1984-1985 (Leahu, 1981).

Modificările climatice pe care le suportă ţara noastră, în contextul schimbărilor climatice globale, sunt tot mai vizibile în producerea cu frecvenţă şi intensitate din ce în ce mai mari, simultan sau alternativ, cu treceri bruşte, a extremelor climatice: valuri de frig, urmate de valuri de căldură (ex.: lunile aprilie şi mai 2003 – cu fenomene de iarnă şi, respectiv, temperaturi caniculare), inundaţii catastrofale şi secete devastatoare (deceniul 10 al secolului XX şi primii ani ai secolului XXI). Toate aceste fenomene climatice extreme, de risc, au o potenţialitate ridicată de transformare a mediului natural, dar şi efecte negative asupra activităţilor umane, în particular, asupra agriculturii, detaşându-se net anul agricol 1998-1999, an cu o succesiune de extreme meteorologice violente şi rapide şi cu pagube pe măsură (Povară, 2002). Pe teritoriul României există o tendinţă clară de aridizare şi deşertificare a unor ţinuturi întinse din sudul ţării (Câmpia Olteniei, Bărăganul, Dobrogea de Sud,) şi de migrare a secetei dinspre zonele sudice şi sud-estice către cele centrale şi sud-vestice. Acest fapt va avea consecinţe dintre cele mai drastice asupra agriculturii, mergând până la schimbarea modului de utilizare a terenurilor, a soiurilor şi hibrizilor plantelor de cultură. Conform modelelor performante şi scenariilor climatice de echilibru şi transiente privind dublarea concentraţiei de CO_2 , validate şi rulate în condiţiile climatice actuale ale României la I.N.M.H. (Marica, 2000) şi

I.C.P.A. (Simota şi colab., 1999), în cadrul unor programe de cercetare internaţionale, în secolul XXI se prognozează o creştere a temperaturii anuale a aerului cu 3,9ºC…4,4ºC, asociată cu o scădere a cantităţilor de precipitaţii, îndeosebi în Câmpia Română. Cea mai puternică creştere termică (4,4ºC…5,7ºC) se va produce în lunile de vară, iar în lunile de iarnă aceasta va fi de aproximativ 4,2ºC…5,2ºC, comparativ cu valorile actuale. Cea mai caldă lună de iarnă va fi ianuarie (fenomen început încă de pe parcursul secolului XX). Cantităţile de precipitaţii vor suferi abateri lunare (anomalii), faţă de condiţiile actuale, cuprinse între –47% şi + 81%. În aceste condiţii, în sudul ţării se va instala un climat asemănător celui subtropical, cu două anotimpuri: unul foarte cald şi secetos şi altul cald şi ploios, anotimpurile de tranziţie dispărând treptat (fenomenul este deja vizibil în ultimii ani). Zonele de favorabilitate agroclimatică pentru diverse culturi agricole vor transgresa către nordul ţării, astfel că porumbul (plantă termofilă, dar cu cerinţe foarte mari pentru apă în lunile iulie şi august) nu se va mai putea cultiva în Câmpia Română decât în condiţiile unei agriculturi performante cu sisteme de irigaţie computerizate (ca în Israel, de exemplu). De aici apare nevoia stringentă de colaborare permanentă a cercetătorilor cu factorii de decizie guvernamentali şi locali în legătură cu stadiul şi rezultatele cercetărilor, dar şi cu măsurile de combatere şi posibilităţile de atenuare a efectelor posibilelor schimbări climatice globale şi regionale în diferite ramuri ale economiei naţionale şi nu numai.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

Apostol, Liviu (2000), *Curs de Meteorologie şi Climatologie*, Editura Universităţii Suceava.

Bălteanu, D. (1992), *Natural Hazards in Romania*, „Révue Roumaine de Géographie", **36**.

Berbecel, O., Neacşa, O., (1966), *Climatologie şi Agroclimatologie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Berbecel, O., Stancu, M., Ciovică, N., Jianu, N., Apetroaei, Şt., Socor, Elena, Rogodjan, Iulia (1970), *Agrometeorologie,* Editura Ceres, Bucureşti.

Bogdan, Octavia (1980*), Potenţialul climatic al Bărăganului*, Editura Academiei Române, Bucureşti.

Bogdan, Octavia (1992), *Asupra noţiunilor de hazarde, riscuri şi catastrofe meteorologice/ climatice*, „SCGeogr.", **XXXIX**.

Bogdan, Octavia (1994), *Noi puncte de vedere pentru studiul hazardelor climatice,* Lucr. Sesiunii anuale 1993 a Inst. de Geogr., Bucureşti.

Bogdan, Octavia (1995), *Un caz excepţional de grindină la Constanţa (1iulie 1992),* „SC Geogr.", **XLII.**

Bogdan, Octavia (1996), *Regionalization of Climatic Risk Phenomena in Romania*, „RR Géogr", **40.**

Bogdan, Octavia (1996), *Hazard climatic şi fenomen climatic de risc*, „Geographica Timisiensis", ***V***, Univ. de Vest, Timişoara.

Bogdan, Octavia (1998), *Fréquence des réfroidissements et des réchauffements masiffs pendant le dernier siècle en Roumanie*, „RR Géogr.", **42.**

Bogdan, Octavia (2002), *Riscurile pluviale de la Curbura Carpaţilor şi Subcarpaţilor***. „**Rev. Geogr.", T. VIII, Bucureşti**.**

Bogdan, Octavia, Alexandrescu, Mihaela (1986), *Phénomènes de dessèchement et de sécheresse dans la Dobroudja, „*RRGGG – Geogr.", **32**.

Bogdan, Octavia, Niculescu, Elena (1992), *Phénomènes climatiques extrémes dans le dernier siècle en Roumanie*, „RR Géogr.", **36**.

Bogdan, Octavia, Niculescu, Elena (1995), *Phenomena of Dryness and Drought in Romania,* „RR Géogr.", **39**.
Bogdan, Octavia, Niculescu, Elena (1999), *Riscurile climatice din România,* Academia Română, Inst. de Geografie, Bucureşti.
Bordei, Ion Ecaterina, Căpşună, Simona (2000), *Curs de Meteorologie şi Climatologie*, Universitatea Ecologică, Bucureşti.
Busuioc, Aristița, Bojariu, Roxana (1993), *Synthetic Analysis of Romanian Regional Precipitation Anomalies Variability*. Proceedings of Symposium on Precipitation and Evaporation, vol. II, Bratislava, Slovakia.
Călinescu, R. şi colab. (1972), *Biogeografie*, Editura Ştiinţifică şi Pedagogică, Bucureşti.
Chiotoroiu, Brînduşa (1997), *Variaţiile climei la sfârşitul mileniului II*, Editura Leda, Constanța.
Ciulache, S. (1971), *Topoclimatologie şi Microclimatologie*, Editura Universităţii Bucureşti.
Ciulache, S. (1985, 1988, 2002), *Meteorologie şi Climatologie*, Editura Universităţii Bucureşti.
Ciulache, S. (1985*), Climatele Pământului,* Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Ciulache, S., Ionac, Nicoleta (1995), *Fenomene atmosferice de risc şi catastrofe climatice,* Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Donciu, C. (1944), *Secetele în România*, „Tehnica şi viaţa", decembrie, Bucureşti.
Donciu, C. (1983), *Evapotranspiraţia şi bilanţul apei din sol în România*, Mem. Secţ. Şt. Seria IV, **VI**, 2.
Donciu, C., Gogorici, Ecaterina, Jianu, V., Roşca, V., (1966), *Contribuţie la studiul corelaţiei dintre temperatura suprafeţei solului, temperatura aerului şi temperatura în stratul arabil în zonele de şes din sudul şi vestul ţării*, Culegere de Lucrări ale Inst. Met., Bucureşti.
Dragotă, Carmen, Bălteanu, D. (2002), *Regimul precipitaţiilor atmosferice şi hazardele pluviometrice în Depresiunea Baia Mare.* „Revista geografică" , T. VIII, 2001, Serie nouă, Bucureşti.
Dumitraşcu Monica, Dumitraşcu C., Annick Douguedrouit (2002), *Consideraţii asupra tendinţei de evoluţie a temperaturii aerului în Oltenia*, „Revista geografică" , T. VIII, 2001, Serie nouă, Bucureşti.
Dumitrescu Elena (1973), *Curs de Meteorologie şi Climatologie*, Universitatea Bucureşti
Erhan Elena (1988), *Curs de Meteorologie şi Climatologie*, Editura Universităţii Al. I. Cuza, Iaşi.

Gloyne, R. W., Lomas, J. (1980), *Lectures Note for Training Class II and Class III Agricultural Meteorological Personell*, W.M.O., Geneva, Switzerland.
Gogorici, Ecaterina, Jianu, V., Donciu, C., (1964), *Studiul supra adâncimilor de îngheț ale solului*, „Hidrotehnica", **9**, 12, Bucureşti.
Grecu, Florina (1997), *Fenomene naturale de risc geologice şi geomorfologice*, Editura Universității, Bucureşti.
Harzallah, A., Rocha de Aragao, J. O., Sadourney, R. (1996), *Interannual Rainfall Variability in North East Brazil: Observations and Model Simulation*. „Int. J. Climatol ", **16.**
Ielenicz, M. (2000), *Geografie Generală, Geografie Fizică*, Universitatea *Spiru Haret*, Editura Fundației *România de Mâine*, Bucureşti.
Iliescu, Maria, Colette (1992), *Tendințe climatice pe teritoriul României*, „SCGeogr.", **XXXIX**.
Iliescu, Maria, Colette (1993), *Indici anuali anotimpuali ai variației seculare a climei din România*, „SC Meteor.", 7, I.N.M.H., Bucureşti.
Iliescu, Maria, Colette (1994), *Tendence de la variation à la longue durée de la température de l'air sur la territoire de la Roumanie*, „R.R. Géogr.", **38**.
Ionescu, Mariana, Povară, Rodica, Tuinea, Petruța, Mihoc, Cornelia, Burcea, Gabriela (1992), *Criterii pentru stabilirea perioadelor secetoase în agricultură*. „SC.Meteor.", **6**, I.N.M.H. , Bucureşti.
Ionescu-Sişeşti, G. (1946), *Seceta anului 1946*, „Bul. Fac. Agronom.", An II, Bucureşti.
Leroux, M., (1996), *La dynamique du temps et du climat*. Masson, Paris, France.
Marcu, M., (1983), *Meteorologie şi climatologie forestieră*, Universitatea Transilvania, Braşov, România.
Marica, Adriana (2000), *Impactul potențial al schimbărilor climatice asupra ecosistemelor agricole*, teză de doctorat, Universitatea Tehnică de Construcții, Bucureşti.
Măhăra, Gh. (2001), *Meteorologie*, Editura Universității Oradea.
McCreary, J.P., Anderson, D.L.T. (1991), *An Overview of Coupled Ocean-Atmosphere Models of El Niño and the Southern Oscillation. „*J. Geophys. Res.", **96**.
Neacşa, O. Berbecel, O., (1979), *Climatologie şi Agrometeorologie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Neelin, J.D., Battisti D.S., Hirst, A.C., Jin, F.F., Wakata, Y., Yamagata, T., Zebiak, S.E., (1998), *ENSO Theory*. „J. Geophys. Res.", **103**.
Negulescu, E., G., Stănescu, V., (1964), *Dendrologia, cultura şi protecția pădurilor*, Vol. I, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Niculescu, Elena (1997), *Extreme pluviometrice pe teritoriul României în ultimul secol*, „SC Geogr.", **XLIV.**

Oguntala, A., B., (1989), *The Climatic Aspects of the 1982/1983 Wildfires in Nigeria*, *Meteorology and Agroforestry*, Proceedings of International Workshop on The Aplication of Meteorology to Agroforestry Systems Planning and Management, Nairobi 9-13 February, 1987. Published by the International Council for Research in Agroforestry, Nairobi, Kenya.

Oprescu, Alexandra, Pătăchie, Iulia, Călinescu, Gh. (1984), *Zonarea secetelor meteorologice pe teritoriul R.S. România*, „SC Meteor.", I.M.H., Bucureşti.

Philander, S.G. (1990), *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press.

Pişota, I. (1999), *Biogeografia*, Editions du Goéland, Bucureşti.

Pop, Ghe. (1988), *Introducere în Meteorologie şi Climatologie*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Povară, Rodica, (2000), *Riscul meteorologic în agricultură. Grâul de toamnă.* Editura Economică, Bucureşti.

Povară, Rodica (2000), *Drought, Hazardous Meteorological Phenomenon to Agriculture in Romania*, Proceedings of Central and Eastern European Workshop on Drought Mitigation, Budapest – Felsögöd, Hungary, 12-15 April.

Povară, Rodica (2001), *Biometeorologie şi Bioclimatologie*. Editions du Goéland, Bucureşti.

Povară, Rodica (2002), *Impactul excedentului de precipitaţii asupra agriculturii în România*, Culegere de comunicări ale Simpozionului „Modificările globale ale mediului", Academia Română, ASE, Bucureşti.

Saravann, R., Chang, P. (2000), *Interaction between Tropical Variability and El Niño-Southern Oscilation*. „J. of Climate", American Meteorological Society, *V. 13*, **no. 13**.

Simota, C., Marica, Adriana (1999), *Assessment of the Potential Effects of Climate Change on Agriculture Ecosystem and Evaluation Adaptation Measures*. *Country Study on Climate Change in Romania*. Element 2: *Vulnerability Assessment and Adaptation Options*, Final Report, U.S. Country Studies Program.

Soroceanu, N. (1989), *Consideraţii asupra conceptului şi evaluarii fenomenului de secetă, cu referire la Podişul Moldovei*, „SC Meteor.", **3**, I.M.H., Bucureşti.

Stoenescu St., M., Tâştea D. (1962), *Clima RPR*, vol I şi II, C.S.A., I.M.C., Bucureşti.

Stoica, C. (1954), *Puternica răcire din perioada 24-28 ianuarie 1954*, „Bul. Obs. Meteor." VII, **XXIV,** Bucureşti.

Stoica, C., Cristea N. (1971), *Meteorologia generală*, Editura Tehnică, Bucureşti.
Strahler, A. N., (1969), *Physical Geography*, J. Wiley & Sons, New York, U.S.A.
Topor, N. (1964), *Ani ploioşi şi secetoşi*, C.S.A., I.M.C., Bucureşti.
Văduva, Iulica (2003), *Caracteristicile climatice ale Podişului Dobrogei de Sud cu privire specială asupra fenomenelor de uscăciune şi secetă.* Teză de doctorat, Institutul de Geografie al Academiei Române, Bucureşti.
Wang, Ch., Weisberg, R.H. (2000), *The 1997-98 El Niño Evolution Rrelative to Previous El Niño Events, „*Journal of Climate", American Meteorological Society, *vol. 13*, **no. 2**.
Zăvoianu, I., Dragomirescu, Ş. (1994), *Asupra terminologiei folosite în studiul fenomenelor naturale extreme*, „SC Geogr.", **XLI.**
*** (1975, 1998), *Dicţionarul explicativ al limbii Române* (DEX), Editura Academiei , Bucureşti.
*** (1980 - 1996), „Bulletin de l' O.M.M.", Genève, Suisse.
*** (1989), *Climate and Food Security International Symposium on Climate Variability and Food Security in Developing Countries*, 5-9 February, 1987, New Delhi, India. International Rice Research Institute Manila, Philippines and American Association for the Advancement of Science, Washington DC, USA.
*** (1989), *Drought Network News*, Institute of Agriculture and Natural Resources University of Nebraska, Lincoln Published in cooperation with the World Climate Program of the WMO, May, USA.
*** (1991), *Climate Change – Science, Impacts and Policy*. Proceedings of the Second World Climate Conference, WMO, UNEP, UNESCO, FAO, ICSU, Cambridge University Press, Great Britain.
*** (1992), *Internationally Agreed Glossary of Basic Terms Related to Disaster Management*, United Nation Department of Humanitarian Affairs, IDNDR, DHA, Geneva.
*** (1992), *Stop Disaster*, Bulletin de la Décennie Internationale des Nations Unies pour la Prévision de Catastrophes Naturelles, IDNDR, 9, Genève, Suisse.
*** (1992), International Geosphere-Biosphere Programe, Global Change. *Reducing uncertainties.*
*** (1994), *Second International Meeting of Scientific and Technical Experts on Climate Change and the Oceans*. Intergovernmental Oceanographic Commission. Report of Meetings of Experts and Equivalent Bodies, Malta.
*** (1994), WMO/UNEP, *Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations.*

*** (1998), WMO/UNEP, *Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations.*
*** (2002), Summit-ul Mondial pentru Dezvoltare Durabilă, Johannesburg, Africa de Sud. *Raport şi Concluzii finale.*
*** (2003), Ziua Mondială a Meteorologiei, *Climatul de Mâine*, Mesajul prof. G.O.P.Obasi, Secretar General al O.M.M.